

T H E S E

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE DES CHAINES DE MONTAGNES

PAR JEAN PIERRE U S E L L E

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

C O N T R I B U T I O N A L' E T U D E

G E O L O G I Q U E

DE LA PARTIE NORD DU MASSIF DE SIXT

(Haute Savoie)

25 AOUT 2003

Soutenue le juin 1963 devant la Commission d'Examen

Président

M. MORET

Examineurs

{ MM. BARBIER
DEBELMAS
MICHEL

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

10146019

A V A N T P R O P O S

=====

Mes études m'ayant éloigné des Alpes pendant deux ans, j'ai eu la joie, à mon retour, de pouvoir à nouveau parcourir la montagne.

Qu'il me soit permis d'exprimer ici toute ma gratitude envers Monsieur J.DEBELMAS qui m'a donné la possibilité d'étudier une région alors totalement inconnue pour moi. Sous sa direction j'ai entrepris un travail cartographique passionnant; les très nombreux problèmes tectoniques de cette zone, qui sert de jalon entre la chaîne des Aravis et la nappe de Morcles, m'ont permis de constater que ces "Hautes Alpes calcaires" étaient attirantes à plus d'un égard.

Que Monsieur le Doyen L.MORET, dont les travaux m'ont été très précieux, veuille bien accepter ma respectueuse reconnaissance.

Je tiens à remercier, tout le Laboratoire de Géologie de Grenoble qui m'a offert la possibilité de travailler dans de bonnes conditions, et particulièrement, son Directeur, Monsieur R.BARBIER et Monsieur R.MICHEL.

Je ne saurais oublier le Service de la Carte Géologique de la France en la personne de Monsieur J.GOGUEL qui m'a accepté, dans son service, comme collaborateur auxiliaire.

Je remercie également Monsieur LEVEQUE du Bureau de Recherches Géologiques et Minières pour les lames minces qu'il a bien voulu me faire exécuter.

Je ne peux pas oublier toute la sympathie que j'ai trouvée parmi les habitants de Sixt où j'ai vécu durant deux étés; mes courses les plus difficiles ont été effectuées avec l'aide amicale de Messieurs MOGENIER et BIORO qui m'ont servi de guides : je les en remercie vivement.

Enfin les nombreuses courses effectuées en compagnie de mon camarade X.PIERRE m'ont permis de nouer avec lui une amitié profonde.

* * *

I N T R O D U C T I O N

I - DELIMITATION DU SUJET

Comme je l'ai déjà indiqué dans l'avant propos, le but poursuivi dans ce travail est de préciser certaines cartes établies par les Géologues suisses :

- Carte géologique de la Région du Fer à Cheval au 1/25.000 (par A.LOMBARD : 1928-1931).

- Feuille n° 525 FINHAUT, de l'Atlas Géologique de la Suisse (1/25.000 : 1951).

L'essentiel de ma carte au 1/20.000 prolonge ces levés dans leur partie occidentale.

Au cours de cette étude des problèmes tectonique se sont posés et j'ai essayé d'en dégager les caractères essentiels. Dans ce but, j'ai utilisé les cartes topographiques au 1/50.000 suivantes :

- Samoëns - Pas de Morgins
- Cluses
- Chamonix

Ma carte a été établie sur les 1/20.000 de l'I.G.N. :

- Samoëns 7
- Samoëns 8
- Pas de Morgins 5
- Cluses 4
- Chamonix 1 - 2

Les limites géographiques que j'ai adoptées au cours de ce travail sont les suivantes :

- Au Nord : la frontière franco-suisse allant du Grand Mont Ruan jusqu'à la Tête de Bossetan en passant par les Dents Blanches de Champéry;

- Au Nord Ouest : une ligne allant des Terres Maudites à Samoëns;

- Au Sud Ouest : la courbe de niveau 950 m sur les flancs du Criou; cette limite, quelque peu aberrante, s'explique par le fait que je n'ai pu étudier en détail le Mummulitique de ce secteur;

- Au Sud : une ligne Ouest-Est passant par Sixt; cela me permet de raccorder les deux rives du Giffre et de considérer le problème du cristallin du Pelly;

- A l'Est : la frontière franco-suisse depuis le Grand Mont Ruan jusqu'au Col de Tenneverge.

Le périmètre ainsi défini possède grossièrement la forme d'un pentagone dont la surface est d'environ 100 kilomètres carrés.

II - CARACTERES GENERAUX

Si de Samoëns l'on se rend à Sixt, on suit la vallée du Giffre, dont la direction est Nord Ouest-Sud Est et qui se resserre à l'engorgement des Tines.

De Sixt au Fer à Cheval, la vallée reprend une direction Sud Ouest-Nord Est pour se terminer au Fond de la Combe où le Giffre prend naissance : le site est pittoresque et sauvage. D'immenses falaises sombres de Dogger, d'où s'élancent de magnifiques cascades, surmontent les chalets de Frénalay. Deux glaciers subsistent encore à des altitudes voisines de 3.000 m : ce sont ceux du Ruan et de Prazon.

Si au contraire, depuis Samoëns, l'on remonte le torrent du Clévieux pour se diriger ensuite vers le Nord et le Nord Est, on s'engage dans les vallons de Bossetan et de Foillis, alignés suivant la direction générale des plis, c'est-à-dire Sud Ouest-Nord Est. Le paysage est plus riant, l'alternance, des couleurs grises-claires de l'Urgonien et roussâtres de l'Hauterivien, apportant une note gaie.

Enfin entre Sixt et Nant-Bride, par le torrent de Salvadon, l'on atteint un vallon dominé par la Pointe de Sans Bet au Sud; au Nord et Nord Ouest ce sont le massif des Avoudrues et ce-

lui de Pointe Rousse qui dressent leurs falaises.

Quant au Criou, il ne forme qu'une immense surface structurale monotone s'abaissant régulièrement jusqu'au Giffre.

III - CADRE GEOLOGIQUE (Pl. 1).

Le massif de Sixt constitue la couverture sédimentaire de la retombée Ouest du massif cristallin des Aiguilles Rouges. A ce titre, il occupe dans la zone externe des Alpes, la même place que le Vercors, la Chartreuse, les Bauges ou les Aravis. Pourtant, en se déplaçant du Sud au Nord dans la zone subalpine, on constate une complication des structures et une tendance à la tectonique souple. Insensiblement la couverture décollée et plissée des environs de Grenoble va passer à des structures d'amplitude plus forte pour aboutir aux nappes helvétiques.

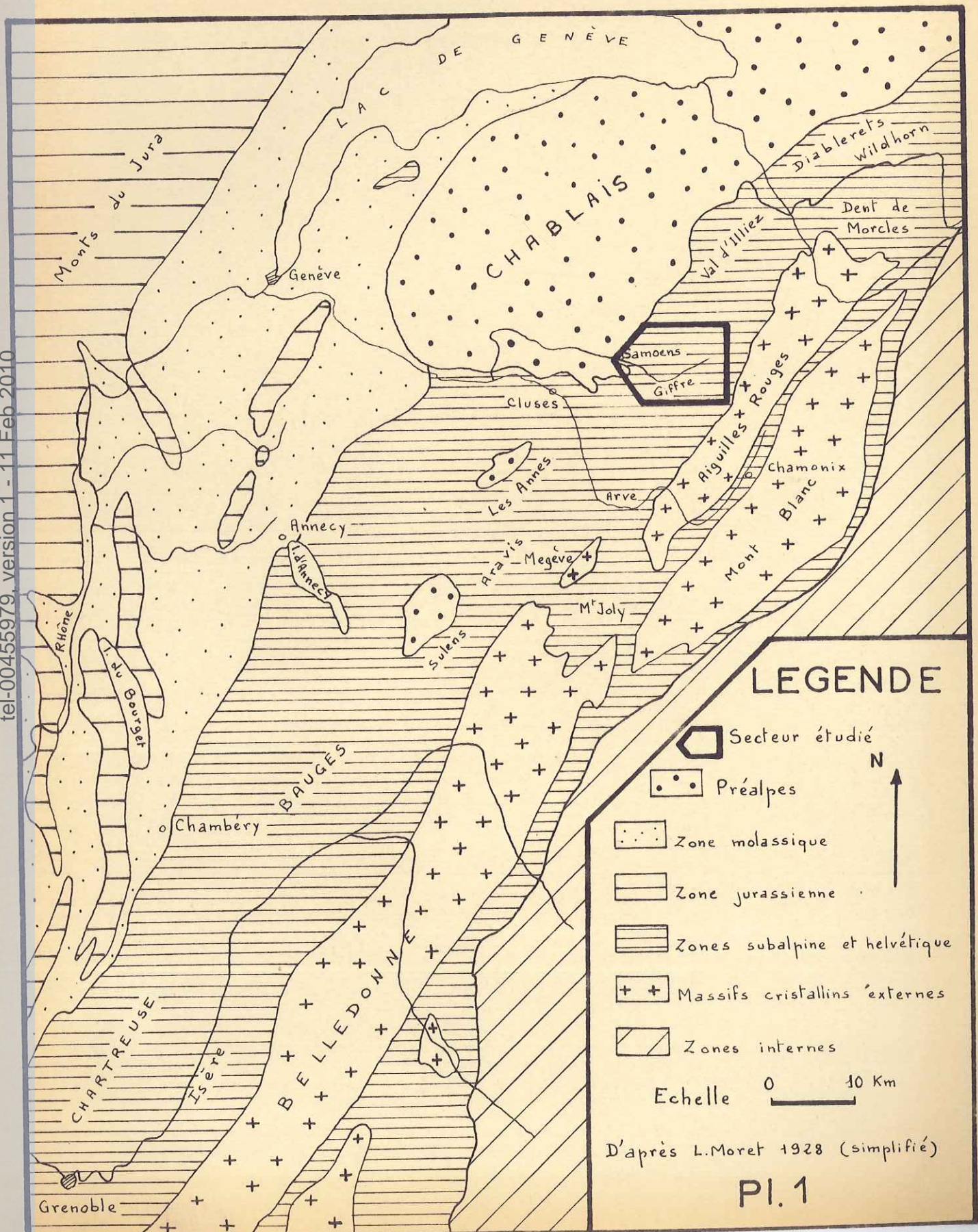
Par sa position, le massif de Sixt semble, alors, devoir prendre un caractère propre : celui de zone de transition. Les travaux de J.ROSSET sur la chaîne des Aravis (1957) ont montré que la tectonique de cette région s'expliquait très bien sans faire intervenir la notion de nappe : or, et nous le verrons par la suite, j'ai pu faire de nombreuses constatations analogues à celles de J.ROSSET.

Pour l'ensemble du massif de Sixt, plusieurs problèmes se sont posés : fallait-il toujours considérer les plis du Jurassique supérieur du Fond de la Combe comme représentant le flanc inverse d'une nappe, et la "fenêtre du Pelly" comme un témoin de l'autochtone ?

Mon collègue X.PIERRE travaillant plus au Sud, s'est heurté aux mêmes difficultés : son étude s'est orientée sur la "fenêtre des Fonts" et sur la présence d'un éventuel Jurassique au contact du Cristallin des Aiguilles Rouges près des chalets de Moëde,

CARTE STRUCTURALE SCHÉMATIQUE DE LA SAVOIE ET DES ZONES LIMITROPHES

tel-00455979, version 1 - 11 Feb 2010



HISTORIQUE

I - DE H.B. DE SAUSSURE A L.W.COLLET (1779-1904)

En 1779, dans ses "Voyages dans les Alpes" H.B. de SAUSSURE mentionne la région étudiée.

Plus tard, Elie de BAUMONT, cite le col de Tenneverge comme un exemple de superposition "du Nummulitique sur le Crétacique" ("Systèmes de Montagnes").

En 1867, sans entrer dans des considérations tectoniques précises, A.FAVRE commence à parler de Callovien et de Jurassique supérieur dans le Massif du Haut Giffre.

Il faut attendre 1887 pour connaître un profil du Mont Ruan publié par E.FAVRE et H.SCHARDT.

En 1890 G.MAILLARD donne les premiers résultats de ses études effectuées sur les montagnes de Samoëns et de Sixt. Son travail sera d'ailleurs repris en 1896 par E.HAUG mais le caractère de son oeuvre restera encore très général par suite des difficultés d'accès de certains sommets.

Il faut noter en 1893 la publication de la première édition de la feuille d'Annecy au 1/80.000.

Pour la première fois en 1898 E.RITTER essaie de raccorder les plis du Mont Joly avec ceux du Tenneverge, de la Tour Sallière et des Dents du Midi.

II - DE L.W.COLLET A A.LOMBARD (1904-1932)

L.W.COLLET en 1904 établit une stratigraphie assez complète allant du Trias au Malm : dans ses premières observations il attribue un âge liasique aux falaises dominant le Fond de la

Combe. L'âge callovo-oxfordien des schistes du col de Tenneverge est établi par la découverte d'une abondante faune d'Ammonites.

Au point de vue tectonique il note que les axes des plis principaux observés dans la chaîne Tour Saillièr-Tenneverge ne sont pas parallèles à la direction générale de la chaîne et qu'il existe une différence fondamentale entre le grand anticlinal couché de la Tour Saillièr et la structure imbriquée du Tenneverge. Il note, en outre, une élévation d'axe des plis vers le Nord-Est : pour cet auteur la vallée du Rhône correspondrait à un bombement anticlinal transversal à partir duquel les plis s'abaissent vers le Sud Ouest et le Nord Est. Il constate que le pli de Tenneverge se superpose à celui de la Tour Saillièr qui correspondrait alors au pli du Sageroux et à celui de Morcles. Ce pli de la Tour Saillièr perdrait beaucoup d'importance de l'Est vers l'Ouest.

Dès cette époque apparaît comme très important le problème des séries qui se trouvent au contact du Cristallin des Aiguilles Rouges. L.W.COLLET pense à une lacune sédimentaire au col d'Emmaney où l'on ne trouve que du Trias et du Lias surmontés par du Flysch; sous la Dent de Morcles, un phénomène analogue est observable mais, là, le Crétacé semble laminé.

Alors que E.FAVRE et H.SCHARDT s'accordent à considérer la Dent du Midi comme la carapace décollée de la Tour Saillièr, L.W.COLLET raccorde la chaîne Ruan-Tenneverge aux plis des Diablerets et du Wildhorn, mais une constatation importante amena cet auteur à comparer la coupe de la Tour Saillièr et celle de la Dent de Morcles et à voir l'existence, à la base de celles-ci, d'une série normale autochtone superposée au Cristallin, et réduite. A l'issue de ces travaux une carte au 1/50.000 est publiée.

En 1905 Ch.JACOB fait un important travail sur la tectonique du massif crétacé du Nord du Giffre. Je reparlerai de façon plu détaillée de sa carte schématique au 1/50.000 et de ses coupes, dans le chapitre consacré à la tectonique; il a mis en évidence de nombreuses unités et a essayé de noter la correspondance des anticlinaux de Bossetan avec ceux des Dents du Midi, tandis que le pli du Clévieux passerait en arrière de ces derniers.

L.W.COLLET en 1910 reprend et complète ses travaux stratigraphiques de 1904. De plus il corrobore les idées de E.HAUG sur la présence d'un "géanticlinal helvétique" divisant le géosynclinal dauphinois : après une période de dépôts néritiques, le Jurassique supérieur voit le retour de conditions pélagiques. Après un long épisode pendant lequel le géanticlinal helvétique s'accentue, la mer s'approfondit au Crétacé supérieur. Au Nummulitique ce dôme s'abaisse pour s'élever à nouveau pendant le dépôt du Flysch.

L'importance de SAMBET (1) apparaît à L.W.COLLET comme capitale, et selon lui, ce massif renferme "la clef tectonique" de la région.

(1) L'orthographe admise est aussi SANS BET ("sans bout")

M. LUGEON en 1912 énonce quelques idées sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. Dès 1914 cet auteur étend la notion de nappe jusqu'aux Aravis (col du Tamié) et attribue au synclinal de Chamonix le rôle de racine; il considère comme zone subalpine, la seule mince pellicule adhérente au socle. D'autre part, en même temps il s'est préoccupé de savoir pour quelles raisons la série sédimentaire autochtone est plus importante au Nord qu'au Sud : il propose alors deux hypothèses :

1°) Absence originelle (due à une érosion ou à une lacune sédimentaire);

2°) Entraînement vers le Nord de la série réduite, par le passage de la masse énorme des nappes helvétiques.

En 1918 F. DE LOYS étudie le décollement des terrains autochtones au col d'Emmaney et au col du Jorat tandis que L.W. COLLET en 1923 s'intéresse à des questions plus précises concernant le Bajocien et l'Argovien. L. MORET en 1924 étudie le Nummulitique de la région de Samoëns et E. GAGNEBIN en 1925 reprend le problème de "l'écaille du Jorat".

A. JAYET en 1926 considère la stratigraphie du Cénomannien. La même année R. PERRET et L.W. COLLET font l'importante découverte de Trias et d'un calcaire qu'ils attribuent au Malm, dans le Cirque des Fonts.

En 1928 L.W. COLLET, M. BILLINGS et R. DOGGET découvrent les micaschistes du massif des Aiguilles Rouges dans le Cirque du Fer à Cheval (au Pelly). L.W. COLLET et A. LOMBARD considèrent alors les calcaires surmontant le "Malm écrasé" comme du Lias moyen et du Lias inférieur, mais la carte de 1932 au 1/25.000 de A. LOMBARD n'en comportera pas car cet auteur aura alors modifié ses conceptions.

III - EPOQUE RECENTE (1932-1961)

En 1932 est publiée l'étude d'A.LOMBARD sur le Fer à Cheval et ses environs. L'absence de Lias autochtone sur les Aiguilles Rouges semble être admise tandis que cet auteur parle pour la première fois de Jurassique supérieur au Fond de la Combe. L'existence de Bajocien n'est plus mise en doute en ce qui concerne la base des parois du Fer à Cheval.

A.COAZ la même année, publie d'importants travaux sur la stratigraphie du Néocomien de la nappe de Morcles-Aravis.

Un travail de synthèse est effectué par L.MORET en 1934 sur le massif des Bornes. Bien que ne concernant pas la région de Sixt, il apporte de précieux éléments de comparaison.

Dès 1935 de nombreuses notes, sur des points précis, vont être publiées. Elles sont le fruit des travaux de W.J.SCHROEDER, A.LILLIE, P.VAUGELAS sur le Nummulitique, de L.W.COLLET en 1936 sur les brèches de la limite Jurassique-Crétacé.

En 1938 L.W.COLLET et LILLIE étudient à nouveau le Nummulitique, à l'échelle de la nappe de Morcles entre Arve et Rhône.

Il faut attendre 1943 pour connaître la synthèse de L.W.COLLET sur la région. La stratigraphie est alors bien précisée ainsi que la tectonique : il admet avec E.PAREJAS que le plan de chevauchement de la nappe de Morcles se suit depuis Martigny jusqu'à la vallée de Montjoie. M.LUGEON en 1947 reprend quelques idées sur la nappe de Morcles et sur son étendue.

En 1949, A.CAROZZI fait une étude détaillée sur les rythmes de sédimentation concernant le Crétacé et le Jurassique supérieur de la région.

C'est en 1951 que paraît la carte au 1/25.000, FINHAUT, publiée par L.W.COLLET, N.OULIANOFF et M.REINHARD. La même année, J.GOGUEL consacre un article important au passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. Il souligne les difficultés auxquelles se heurte la conception d'une nappe Morcles-Aravis et émet quelques doutes sur l'existence du Jurassique entre le Cristallin des Aiguilles Rouges et sa couverture liasique, au Sud du col d'Emmaney. Pour lui le surplissement du Sud du Massif de Sixt équivaut comme raccourcissement, celui auquel correspondrait le pli couché des Dents du Midi, mais le raccord entre les deux n'est pas détaillé.

J.ROSSET en 1957 (1) dans son travail sur les Aravis, a mis en évidence de nombreux points sur la "tectonique d'étages" et nous verrons plus loin que les mêmes arguments sont valables dans le Massif de Sixt.

En 1960 G.F.AMBERGER a étudié la couverture sédimentaire de la bordure Nord-Ouest des Aiguilles Rouges. J'aurai à reparler de ses travaux lors de l'essai d'interprétation tectonique et paléogéographique, effectué dans la conclusion de ce travail.

Tout récemment C.BORDET en 1961 a énoncé quelques hypothèses qui semblent bien corroborer les idées que l'on peut, actuellement, se faire sur la région du Haut Giffre. Pour cet auteur, l'existence de failles Nord-Sud sectionnant les massifs cristallins externes dans la région de Megève, semble évidente. De même, le synclinal de Chamonix ne serait qu'un "joint tectonique" (faillé sur la bordure des Aiguilles Rouges), ayant pris naissance lors d'une phase de détente. Dès lors, il est difficile de faire de cette zone, la partie radicale de la nappe de Morcles.

(1) - Que Monsieur l'Abbé J.ROSSET veuille bien accepter ici l'expression de mes remerciements respectueux, pour les conseils qu'il a bien voulu me donner.

S T R A T I G R A P H I E

* * *



Microphoto 1 (L.M. 77) Le Pelly
Micaschiste à deux micas.
Pyrite abondante [x 25]

Les travaux antérieurs effectués dans cette région ont été nombreux et souvent très précis. C'est pour cette raison que je m'efforcerai de donner des indications concernant surtout le microfaciès et la microfaune car il semble bien que ce soit dans ce domaine que les recherches doivent s'orienter. Quelques micro-photos illustrent le texte et des coupes sommaires sont jointes à la description lithologique. En annexe se trouvent également des "logs" stratigraphiques plus détaillés et reconstitués d'après des itinéraires qui seront précisés dans le texte (1). Les coupes rigoureuses sont assez rares car la région étant très tectonisée, les corrélations deviennent très délicates.

SCHISTES CRISTALLINS

Leur affleurement est très réduit et on ne les trouve qu'à un seul endroit, à 300 m au Sud Ouest du petit village déserté du Pelly. C'est en fouillant dans la forêt, à la cote 960 m, que l'on découvre un étroit affleurement de micaschistes grisâtres, brillants.

L'analyse microscopique nous montre les éléments suivants:

- Mica blanc et biotite décolorée
- Quartz engrenés et silice fine

Il faut noter l'allure très sinueuse des éléments mica-cés ce qui indique leur tectonisation (microphoto 1) et (Pl. I). Il est curieux de voir que ces micaschistes ne sont pas verticaux comme ceux du Belvédère des Aiguilles Rouges : il semble donc qu'ils ont subi un effort violent qui a supprimé la discordance

- (1) - Les planches Pl dont le numéro est un chiffre arabe, sont insérées dans le texte, tandis que celles qui sont numérotées en chiffres romains sont situées à la fin du mémoire, en annexe.

Dans les "logs", les échantillons entre parenthèses () sont ceux dépourvus de lames minces. Les autres ont été taillés (lorsqu'ils sont suivis ou précédés par (x n) cela indique le nombre de lames effectuées dans l'échantillon). Lames minces et échantillons sont en dépôt au Laboratoire de Géologie de Grenoble.

originelle existant normalement entre le socle et le Trias; celui-ci est, au Pelly, apparemment concordant sur les micaschistes. Nous verrons dans le chapitre consacré à la tectonique, ce que l'on peut conclure de ces observations.

TRIAS (Pl. I)

Si l'on poursuit la coupe au-dessus des micaschistes, on trouve quelques mètres de quartzites supportant des argilites. Les termes supérieurs du Trias affleurent dans le ravin du Nant des Pères et dans celui de Combe Saille. A quelques kilomètres au Sud-Sud Ouest, X.PIERRE signale également des cargneules dans le Torrent des Fonts. Depuis la base de la série nous avons successivement des :

A - Quartzites (8 m)

Ils sont conglomératiques à leur partie inférieure. On y trouve des éléments siliceux de 1 cm de diamètre, blancs et rosés, et de l'Orthose. A la partie supérieure, la taille des grains devient plus réduite et plus homogène. Dans un ciment siliceux se trouvent des quartz automorphes et xénomorphes (engrenés), de la biotite et de la muscovite, des pyroxènes ainsi que de la silice fine et un peu de calcite : on note enfin quelques fines veinules d'oxydes de fer.

Ce complexe semble donc bien être le niveau de base de la transgression triasique sur les schistes cristallins. Toutefois, comme le contact est mécanique au Pelly, il se peut que la couche lagunaire carbonatée signalée par L.W.COLLET en 1943 au Vieux Emosson, ait disparu tectoniquement.

Ces quartzites ont été utilisés autrefois par la verrerie de Sixt.

B - Argiles rouges, noires et vertes (6 m)

C - Cargneules et calcaires dolomitiques (20 m environ)

Bien que très tectonisé, cet ensemble se reconnaît de loin car la couleur jaunâtre de cet horizon se détache nettement dans le paysage. A la base, nous trouvons une quinzaine de mètres

de cargneules très "spongieuses", à allure de brèches dolomitiques à leur sommet : ces restes dolomitiques me portent à croire que ces cargneules sont des roches détritiques dont le ciment dolomitique a été en partie dissout, ce qui donne à la roche, son aspect vacuolaire. Près du lac de Barberine des calcaires dolomitiques ont été signalés à la base des cargneules : près du Pelly, par contre, je ne les ai trouvés qu'au-dessus. Le passage entre les deux horizons et d'ailleurs difficile à observer. Les calcaires dolomitiques sont peu épais (2 m) et ont aussi une partie jaunâtre. En 1943, L.W.COLLET distinguant une série autochtone et celle de la nappe de Morcles, signale que dans cette dernière le Trias se termine par un banc de calcaire dolomitique.

D'autre part E.PAREJAS a noté au Belvédère des Aiguilles Rouges des argiles schisteuses noires dans la partie terminale du Trias; sa coupe est la suivante de haut en bas :

- Alternance d'argiles schisteuses foncées et de calcaires dolomitiques 2,3 m
- Calcaires dolomitiques avec intercalations de minces lits argileux noirs 1,8 m
- Calcaires dolomitiques 1 m.

Dès lors, les alternances schisteuses citées par A.LOMBARD en 1932 et datées de l'Oxfordien et Argovien par analogie, pourraient être elles-mêmes triasiques; dans ma coupe de Combe Saille je ne les ai malheureusement pas rencontrées.

En résumé, la coupe de la planche I, réunit des faciès appartenant, semble-t-il, à "l'autochtone" et à "la nappe de Morcles" des auteurs.

LIAS

A - Considérations générales :

En continuant la coupe dans le ravin de Combe Saille, nous trouvons des bancs calcaires qui ont été appelés "Malm" par A.LOMBARD et COLLET L.W. en 1928.

C'est en considérant les travaux stratigraphiques de L.W.COLLET de 1943 sur les faciès, plus épais, du Lias de "la nappe de Morcles", que j'ai été frappé par les ressemblances avec les horizons rencontrés dans le Torrent de Combe Saille. Ces considé-

rations liées aux observations complémentaires effectuées par X. PIERRE dans le Torrent des Fonts, m'ont permis d'établir une coupe, malheureusement azoïque, qui semble bien passer en continuité aux faciès du Bajocien. La réduction d'épaisseur de la série, traduit une paléogéographie complexe ce qui est normal aux approches des Aiguilles Rouges dont le caractère "géanticlinal" est classique dès le Lias.

B - Coupe de Combe Saille (Pl. I) (1)

1) Lias inférieur (21 m)

Nous rencontrons, de bas en haut :

- 2 m de calcaire gréseux jaunâtre, faiblement dolomitique; présence de quartz détritiques et de silice authigène; les éléments argileux sont diffus et mélangés à des oxydes de fer.

Il faut noter que dans le Torrent des Fonts, ces calcaires surmontent une formation d'argiles plastiques sidérolithiques qui, selon E. PAREJAS, se rencontrent dans le Rhétien.

- 4 m de calcaire argileux à quartz peu abondant. La pâte contient toutefois un peu de silice authigène, fine; le fer se présente sous forme de pyrite individualisée et d'oxydes de fer en trainées "stylolithiques".

- 2 m de calcaire argileux beige-jaune, riche en quartz à extinction roulante. Le fer est abondant (disséminé dans l'argile, en ponctuations fines ou en filaments). Par endroit, l'allure de la roche est celle d'un grès.

- (1) - Le "log" de la planche I concerne aussi le ravin du Nant des Pères, où, sur les cargneules, j'ai retrouvé les niveaux de base du Lias. Deux échantillons (81 et 291) ont pu être replacés dans la coupe de Combe Saille; les deux ravins étant peu éloignés l'un de l'autre, j'ai groupé leurs niveaux sur le même "log" stratigraphique. Dans le Nant des Pères n'affleurent que les huit premiers mètres de la coupe : ces horizons existent identiquement dans le ravin de Combe Saille.

- 2 m de calcaire gréseux blanchâtre à plages de calcite grenue plus ou moins déformées. Le fer est toujours abondant.

- 2 m de calcaire faiblement argileux, à allure micro-bréchique. Les quartz détritiques fins sont souvent à extinction roulante; il existe des zones où le quartz xénomorphe semble digérer de petits fragments calcitiques. Oxydes de fer diffus et pyrite.

- 2 m de calcaire jaunâtre montrant des zones :

- . où la calcite et le quartz sont en grandes plages
- . où la calcite et la silice sont grenues mais de tailles moyenne
- . où la proportion d'argile est plus forte (la lame est alors colorée fortement en brun).

- 2 m de calcaire gréseux bien lité, à pâte microcristalline calcitique et argileuse.

- 3 m d'argiles noires alternant avec des bancs calcaires peu argileux à la base et faiblement gréseux. La calcite est très recristallisée et paraît avoir subi des efforts violents; on peut noter des traces, assez vagues, de plaques d'Echinodermes. A la partie supérieure les calcaires deviennent plus argileux.

Dans les niveaux précédemment décrits, l'étude des lames minces semble montrer trois phases successives : le quartz détritique s'est pris dans la pâte puis a été corrodé par la recristallisation de nature calcitique (lors d'une phase tectonique probablement). Ensuite la roche aurait subi, dans une dernière phase, un apport de silice secondaire.

En résumé, cet ensemble de calcaire argileux, parfois gréseux, et de schistes noirâtres, rappelle beaucoup ceux décrits par L.W.COLLET et E.PAREJAS dans les niveaux de l'Hettangien et du Sinémurien.

2) Lias moyen (21 m)

De la base de la série au sommet, nous avons successivement :

- 3 m de calcaire gris, pauvre en quartz; l'ensemble est très recristallisé et les oxydes de fer, peu abondants. Il faut noter l'allure 'peau de léopard' que prennent les zones où la proportion d'argile est plus forte.

- 1 m de calcaire blanc, légèrement quartzeux. De vagues traces de plaques d'Echinodermes ou de radioles d'Oursins ont été relevés.

- 2 m de calcaire "pseudobréchique", à calcite recristallisée formant des amas ou de grandes plages; présence de quartz "engrenés".

- 5 m de calcaire gréseux jaunâtre montrant : des quartz xénomorphes épars, des amas de calcite grenue mêlée à des grains de quartz, des grandes plages de quartz à extinction roulante et des plages de calcite déformée.

Les bancs sont noduleux et écrasés.

- 1 m de calcaire gréseux et argileux : les zones plus argileuses subissent une recristallisation de nature calcitique.

- 5 m de calcaire argileux franc, très recristallisé (les plages de calcite mâclée portent des traces d'efforts violents). Dans la partie supérieure, les bancs montrent, en lame mince, un aspect "pseudo microbréchique".

- 4 m de calcaire gréseux à pâte microcristalline mêlée à de l'argile assez abondante. On note également :

- . des zones où la calcite est grenue et le quartz en plages plus ou moins automorphes
- . des quartz isolés
- . des filaments et des ponctuations d'oxydes de fer.

En résumé cette coupe nous montre sur 21 m seulement des faciès analogues à ceux décrits par E. PAREJAS dans la zone de Chamonix où la série atteint 100 à 120 m. Ces faciès sont néritiques.

3) Lias supérieur :

De bas en haut nous trouvons :

- 4 m d'une alternance d'argiles noires plastiques et de petits bancs calcaires riches en fer (a)

- 1 m de calcaire argileux très altéré, riche en fer, de couleur brun roussâtre (b)

- 3 m de calcaire gris massif (c)

- 1 m de schistes et de minces bancs calcaires (d)

- 3 m de calcaire massif grisâtre (e)

La présence du premier niveau (a), très argileux, me porte à croire que le Lias supérieur peut exister. Le Toarcien, selon E. PAREJAS, peut atteindre 100 m d'épaisseur à lui seul ! nous aurions donc ici, peut-être, encore un faciès réduit de la partie terminale du Lias. Le niveau d'altération (b) rencontré dans la coupe décrite ci-dessus pourrait être le témoin d'une émer-sion suivie des dépôts du Bajocien inférieur dont (c), (d), (e) seraient alors la base.

BAJOCIEN

Il se divise en deux parties distinctes :

A - Bajocien inférieur

Il n'a jamais été déterminé paléontologiquement mais comme les niveaux inférieurs (Aalénien) et supérieurs (Bajocien supérieur) ont été datés, son âge ne semble pas devoir être discuté.

Il est constitué par une alternance de schistes noirâtres et de bancs calcaires d'épaisseur variable (de 20 cm à 1 m), parfois gréseux, à patine sombre.

L'épaisseur totale de la série est difficile à évaluer mais elle est, en moyenne, de l'ordre d'une centaine de mètres.

B - Bajocien supérieur (150 m environ)

Dans la coupe du Pas du Boret (Pl. 2) nous avons de haut en bas :

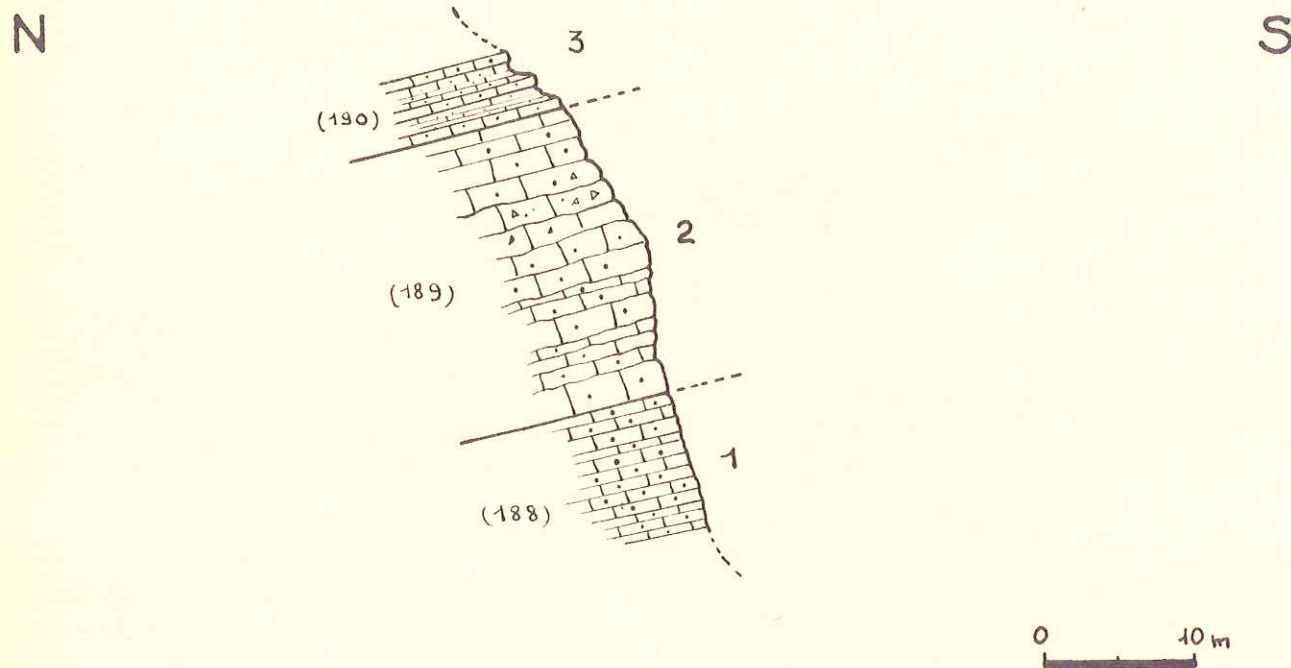
- 3 - des calcaires gréseux et des calcoschistes (a)
- 2 - des niveaux bréchoïdes, dolomitiques (b)
- 1 - des calcaires gréseux à traces de Bélemnites (c)

Nous avons ici, une série renversée et (a) représente sans doute les termes de passage du Bajocien inférieur au Bajocien supérieur. Le niveau (b) a longtemps été considéré comme du Lias mais A. LOMBARD l'a daté du Bajocien : ces niveaux bréchoïdes dolomitiques empruntent leurs éléments au Trias.

Quant à l'horizon (c) il représente le faciès le plus commun du Bajocien supérieur.

PAS DU BORET

BAJOCIEN SUPÉRIEUR



- 1 - Calcaire gréseux à patine gris-roussâtre. Cassure noire esquilleuse - Traces de Bélemnites - Mica - Fer - Bancs de 20 à 40 cm.
- 2 - Calcaire gréseux gris à cassure sombre d'aspect bréchoïde, légèrement dolomitique - Bancs de 20 cm à 2 m.
- 3 - Calcaire gréseux gris en bancs minces, à cassure gris-bleutée, alternant avec des calcschistes gréseux.

--

Dans la coupe de Dessus-Nant-Bride (Pl. 3) je n'ai rencontré que les niveaux supérieurs : ce sont des calcaires gris jaunâtres à ponctuations ferriques, à pâte microcristalline. L'examen microscopique nous montre, en outre, des quartz détritiques à extinction roulante, des micas blancs (assez rares) et des débris de plaques d'Echinodermes. On note également quelques grains de dolomie. J'ai observé des Radiolaires siliceux très nombreux dans une lame du ravin du Nant des Pères.

J'ai rencontré des calcaires durs à chailles, ainsi que des calcaires zonés : ils se trouvent dans les faciès gréseux situés sous les schistes du Bathonien-Callovio-Oxfordien mais il est difficile de les localiser avec précision dans la stratigraphie.

Des fossiles ont permis de dater le Bajocien supérieur et je ne citerai que les plus importantes découvertes : L.W.COLLET en 1923 a trouvé, près du Col de Tenneverge (au lieu dit : "Vers l'Homme"), Strenoceras niortense, au sommet des calcaires gréseux. En 1932 A.LOMBARD confirme la présence, dans la partie sommitale de ces calcaires gréseux, des deux zones supérieures du Bajocien :

- zone à Cosmoceras garantianum
- zone à Witchellia Romani

C - Localisation du Bajocien

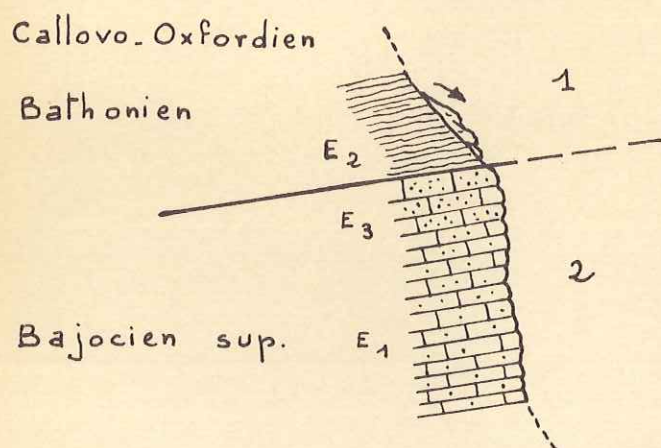
Il affleure surtout dans le Fer à Cheval et au Fond de la Combe où, souvent plusieurs fois replissé sur lui-même, il contribue à donner aux falaises, leur aspect imposant et austère.

BATHONIEN-CALLOVIEN-OXFORDIEN

C'est un ensemble très épais de marnes et d'argiles schisteuses feuilletées. Ce complexe, composé de terrains tendres, forme au-dessus des grandes falaises verticales du Bajocien, des replats occupés par des pâturages (Boret, Prazon, Tenneverge) et des cols. Son épaisseur est de l'ordre de 200 m; sa plasticité lui confère un rôle important dans la tectonique.

Le détermination des étages a été faite paléontologiquement. En 1929 R.PERRET et L.MORET ont déterminé un Cadomites linguiferus dans la partie inférieure des schistes (Bathonien). En 1931, au col de Tenneverge L.W.COLLET et A.LOMBARD notent un Macrocephalites sp.ind. (Callovien) et en 1932 A.LOMBARD signale au Boret, la présence d'Hecticoceras svevum et de Peltoceras sp. (Oxfordien).

DESSUS NANT-BRIDE



- 1 - Schistes gris-bruns, feuilletés, soyeux, argileux
Veines de calcite obliques ou parallèles à la stratification
Quartz
- 2 - Calcaire gréseux gris-jaunâtre à cassure miroitante, en
bancs de 50 à 70 cm
Ponctuations ferriques + abondantes
La proportion de quartz augmente vers le sommet de la série

-:-

0 20 m

La coupe effectuée sur le sentier qui, du Boret permet d'atteindre le Refuge de la Vogealle, montre les niveaux suivants : (Pl. 4) de bas en haut :

- 1 - des schistes feuilletés
- 2 - des calcaires argileux
- 3 - des schistes noirs et des petits bancs calcaires
- 4 - des calcaires argileux alternant avec de minces lits de schistes
- 5 - des schistes noirs et bruns (Chamosite).

A Chamosentze, où il a été décrit, le minerai de fer oolithique est callovien mais il ne l'est pas obligatoirement ici. Il semble que ce fer, plus ou moins abondant (près du Boret il a donné lieu à une exploitation), soit encore le témoin de zones émergées (probablement la zone axiale actuelle des Aiguilles Rouges où les lacunes, callovo-oxfordiennes, sont fréquentes).

Dans le vallon de Tenneverge, à 2400 m environ, j'ai noté la présence de petits bancs plus ou moins bréchiques, à fins quartz détritiques, à calcite recristallisée, mâclée; il y a également quelques oolithes ferrugineuses rares, mais des oxydes de fer et de la pyrite plus abondants.

Dans la coupe de Dessus-Nant-Bride (Pl. 3), une lame effectuée dans la série de base de ce complexe schisteux, m'a montré que dans la pâte microcristalline et argileuse des calcschistes, se trouvaient de très nombreux quartz détritiques fins, et des débris de mica blanc : j'ai noté en outre un Globochaete sp. et des débris de Crinoïdes.

En résumé, je pense qu'en l'absence de niveaux bien caractéristiques, il vaut mieux parler de série compréhensive en sachant qu'elle groupe le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien, tous trois définis en des points isolés.

ARGOVIEU

La base de cet horizon est souvent cachée par les éboulis provenant de la falaise supérieure de Malm; formé de petits bancs séparés par de minces joints schisteux, il donne lieu à une disharmonie curieuse. En effet, les petits replis existant dans l'Argovien sont accusés par un "bourrage" des schistes oxfordiens; mais les bancs du Malm sont moins souples et, par suite de la présence de niveaux schisteux plus abondants à la partie



Photo A
La Pierre au Dard
Argovien très replissé

Photo B

La Pierre au Dard
Replis dans l'Argovien au premier plan
Noter les charnières visibles
dans le Malm des Bécards et
de la Tour St Hubert (second
plan)

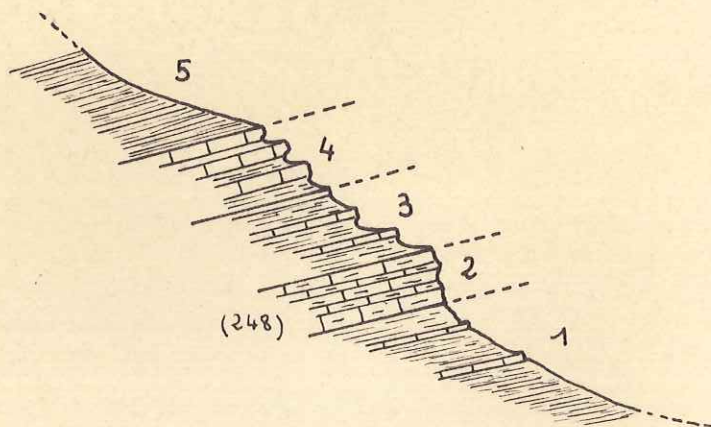


SENTIER BORET-R^{9e} DE LA VOGEALLE

BATHONIEN - CALLOVO-OXFORDIEN

W

E



0 20m

- 1 - Schistes noirs satinés avec quelques bancs très calcitiques : passées feuilletées brunâtres.
- 2 - Bancs calcaires à patine jaunâtre, à cassure noir-bleutée, fins, argileux.
- 3 - Alternance de schistes noirs et de petits bancs calcaires.
- 4 - Calcaire argileux avec minces lits de schistes.
- 5 - Schistes noirs et bruns contenant un minerai de fer oolithique (la Chamosite).

--

supérieure de l'Argovien, on assiste à un décollement entre l'Argovien et le Malm. Libérés, les calcaires de l'Argovien, peuvent se plisser de façon extravagante (photos A et B).

En empruntant le sentier qui va du Boret à la Vogealle par les Aiguilles (Pl. 5), on rencontre vers 1600 m la coupe suivante, de bas en haut :

- 1 - des bancs bien lités de calcaire noir à inclusions ferriques
- 2 - un calcaire noir très fin
- 3 - une alternance de calcaires et de schistes riches en pyrite.

L'ensemble fait environ 35 m.

Sur le sentier du Fond de la Combe par lequel on peut gagner les chalets du Boret, on rencontre la partie supérieure de l'Argovien reposant sur le Malm en série inverse. Là aussi, le passage Argovien-Malm se fait par l'intermédiaire de petits lits de schistes et de bancs calcaires minces riches en fer : la diagnose microscopique montre des Globochaete sp., des radioles d'Oursins et quelques Radiolaires calcitiques.

Dans le vallon de Tenneverge, les calcaires de l'Argovien peuvent parfois être bicolores et renfermer quelques fins quartz détritiques.

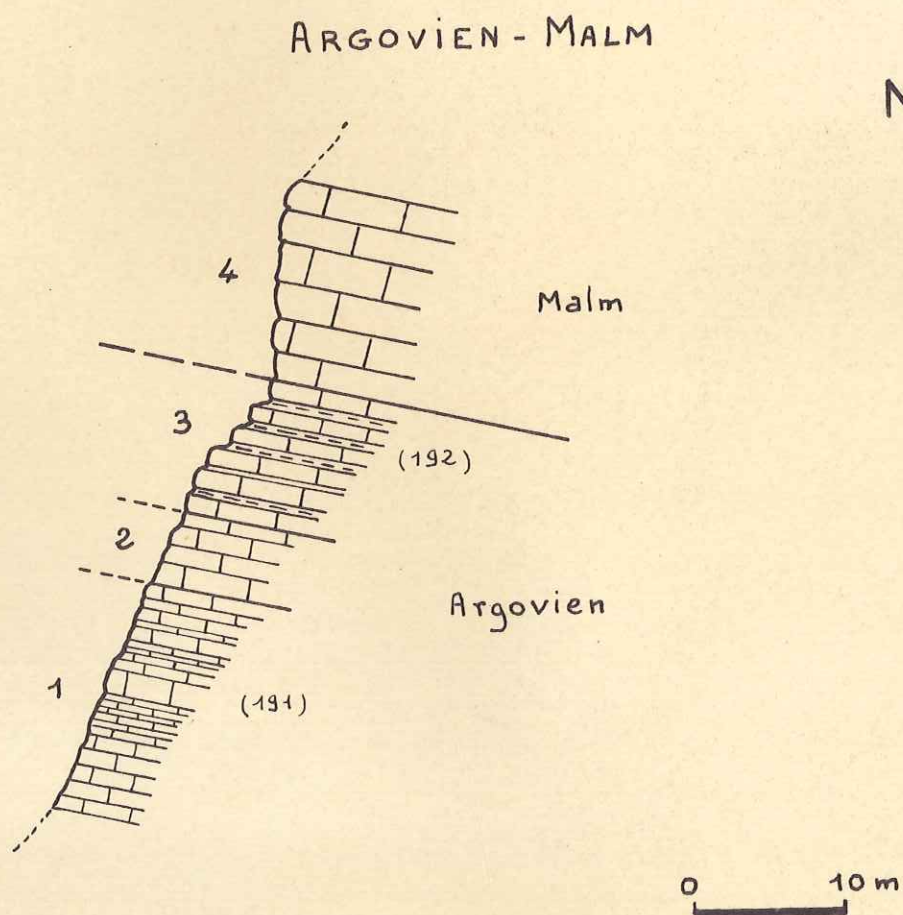
Perisphinctes aff. Tiziani a été récolté dans ces niveaux par A. LOIBARD en 1932 et L.W. COLLET en 1923. L'Argovien s'étend surtout près du Refuge de la Vogealle, au-dessus du Boret, au Fond de la Combe et dans les parois du Tenneverge.

MALM

Il forme les belles parois gris-claires où l'on peut, le plus souvent, voir le litage des bancs calcaires à pâte noire très fine. Son faciès est assez monotone sauf dans la partie sommitale.

Sa base est formée de calcaires bien lités en bancs de 2 à 5 cm, à pâte microcristalline et argileuse, contenant des oxydes de fer et de la pyrite (Pl. 6 Fond de la Combe) : on note la présence de très rares micas blancs, de fragments d'Aptychus, des Radiolaires calcitiques fréquents, des Globochaete sp., des Saccocidés et des radioles d'Oursins.

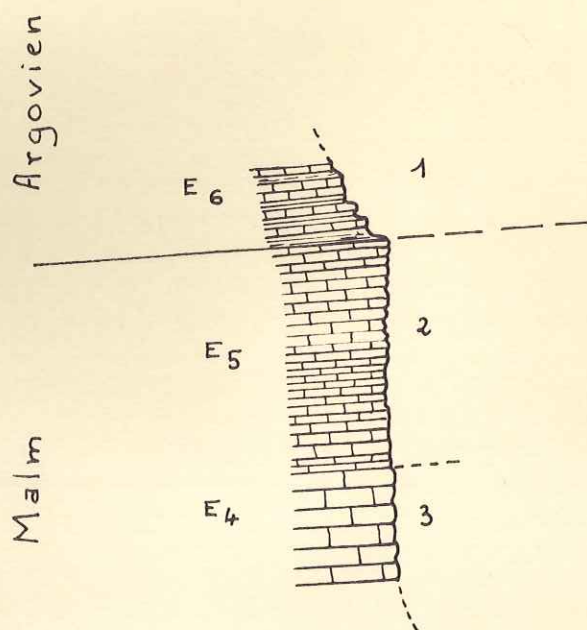
SENTIER BORET - VOGEEALLE PAR LES AIGUILLES



- 1 - Petits bancs de 1 à 50 cm bien lités, à patine gris-jaunâtre, à cassure noire contenant des inclusions de fer.
- 2 - Calcaire à pâte très fine noire.
- 3 - Bancs de calcaire fin alternant avec des lits schisteux minces - Pyrite.
- 4 - Bancs de calcaire bien lités, de 20 à 40 cm, à patine grise.

--:-

FOND DE LA COMBE



- 1 - Calcaire schisteux noir, soyeux en bancs de 10 à 50 cm, renfermant de nombreuses veines de calcite et alternant avec des passées schisteuses noires.
- 2 - Calcaire noir en bancs de 5 à 2 cm
Fer disséminé - Patine blanchâtre
- 3 - Calcaire gris noir à cassure fine, légèrement bitumineux, en bancs de 10 à 40 cm
Patine gris jaunâtre

--

0 20m

Pl. 6

Ensuite apparaissent des niveaux dont les bancs sont un peu plus épais (40 cm), légèrement bitumineux, à patine jaunâtre : quelques quartz détritiques apparaissent et la microfau-ne n'est plus représentée que par Globochaete alpina et quelques Radiolaires.

Sur le chemin qui va de l'Echarny à Sans-Bet (Pl. II) on peut avoir une idée de la partie supérieure du Malm dont l'épaisseur totale est de l'ordre de 120 à 150 m et qui affleure dans les massifs Vogealle-Tour Saint Hubert-Tenneverge-Ruan. La coupe est la suivante de bas en haut :

- bancs bien lités de calcaire fin noir contenant encore des oxydes de fer. Présence de Radiolaires calcitiques, de Globochaete sp. et de Calpionella elliptica.
- niveau bréchiformes à éléments de calcaire argileux
- bancs plus épais, gris foncés, sans fer mais contenant quelques fins quartz détritiques ainsi que Globochaete alpina, des Radiolaires calcitiques et Calpionella elliptica (microphoto 2).

A. LOMBARD en 1932 a trouvé des Ammonites du Séquanien inférieur, tandis que G. HAZENOT y reconnaissait aussi des faunes du Tithonique supérieur : il faut citer Oppelia flexuosa costata, Perisphinctes aff. Lothari, Perisphinctes Lorioli.

Un changement de faciès marque le sommet du Jurassique supérieur : en effet, faisant suite aux grandes falaises de Malm vont apparaître des alternances de schistes et de calcaires. Le passage se fait par des couches où l'on note l'extinction des vraies faunes jurassiques et l'absence de formes berriasien-nes franches (A. LOMBARD et A. COAZ 1932) : ce sont des "couches de passage" qui s'étendent jusqu'à l'apparition du Thurmannites Boissieri.

L. W. COLLET note pour la première fois en 1935 la présence de brèches au Ruan : les formations qui sont liées à Berria sella pontica se trouvent au-dessus et sont du Berriasien inférieur. Ces brèches terminales du Jurassique supérieur renferment des Calpionelles et des quartz. Des Characées (Clavator sp.) ont été signalées dans ce niveau par A. CAROZZI et L. W. COLLET en 1947.

Tous ces faits contribuent à faire de la limite Crétacé-Jurassique, une limite d'ordre paléogéographique et les brèches du Ruan (comme les niveaux bréchiformes de Sans Bet) semblent montrer que les terres émergées n'étaient pas éloignées. Peut-être pouvons-nous voir ici, certaines analogies avec le Pürbeckien ?

Des études de courants de turbidité et de rythmes de sédimentation effectuées par A. CAROZZI en 1952 ont amené cet auteur aux conclusions suivantes : une phase tectonique, considérée par lui comme néocimmérienne aurait provoqué l'apparition de hauts fonds (Aiguilles Rouges) autour desquels se seraient développées des formations grossièrement détritiques dont les brèches du Ruan

sont une bonne illustration.

BERRIASIEN

Cet horizon d'une centaine de mètres environ, très schisteux à la base, correspond dans le paysage, à des replats et des vallons. (Vallon de Salvadon, de la Vogealle, col de Sageroux et Tête des Ottans). A son sujet on peut faire la même remarque que pour le Bathonien-Callovio-Oxfordien : sa plasticité, liée à celle du Valanginien, lui confère un rôle de grande importance dans la tectonique.

Coupe de l'Echarny-Sans Bet (Pl. II)

Au-dessus du Malm, après une quinzaine de mètres de non visibilité, on rencontre les niveaux suivants de bas en haut :

- calcaires argileux plaquetés et schistes noirs (10 m)
- calcaires noirs et marnes noires contenant de la pyrite (10 m)
- schistes noirs charbonneux et calcaires brunâtres (5 m)
- calcaires noirs bien lités (30 m), à pâte microcristalline très argileuse.

Présence de quartz détritiques de petite taille dans les niveaux de base. Comme microfaune j'ai noté : Textularidés très fréquents (Textularia), Buliminidés, Verneuilinidés, radioles d'Oursins, Radiolaires calcitiques. A cela s'ajoutent des oxydes de fer nombreux.

Dans le même secteur (vallon de Salvadon, Arête de Très-Cos), des lames effectuées dans des niveaux équivalents, peut-être plus riches en fer et en quartz détritiques, m'ont donné : Miliolidés, Lagénidés, Textularidés, Hétérohélécidés, Radiolaires, Calpionella alpina, Tintinnopsella carpathica, Calpionella elliptica (1).

(1) - les observations énoncées ci-dessus concernant les Calpionelles (organismes pélagiques) que nous ne trouverons plus dans le Valanginien schisteux, confirment les conclusions auxquelles est arrivé A. CAROZZI dans son étude sur les rythmes de sédimentation du Crétacé (1951) : la base du Valanginien verra se développer surtout les organismes benthiques.



Microphoto 2 (L.M.32) Sambet
Calcaire à Calpionella elliptica,
Globochaete alpina, et Radiolaires
(Malm) [x 25]

En résumé le Berriasien est formé de deux ensembles, l'un schisteux (avec petits bancs calcaires) à la base, l'autre, calcaire au sommet. La partie inférieure semble correspondre à un faciès assez profond mais la série calcaire, qui contient des quartz détritiques et des plaques d'Echinodermes, témoigne d'une sédimentation instable conséquence des mouvements de la fin du Jurassique.

A.COAZ en 1932 cite Berriasella aff. pontica à la base des niveaux du Berriasien et Berriasella Boissieri au sommet. La limite entre le Valanginien et le Berriasien se place donc au-dessus des derniers bancs calcaires.

VALANGINIEN

Il se compose de deux ensembles :

A - Valanginien schisteux

Il forme de grandes vires dont l'épaisseur est difficilement évaluable par suite des déformations tectoniques subies (environ 100 m). A.COAZ y a trouvé Thurmannites Thurmanni et Thurmannites lucencis. Dans ces mêmes niveaux, sous les Grands Fats, j'ai noté dans un calcaire argileux noir, la présence de : Miliolidés, Rotalidés, Buliminidés, Textularidés, Bryozoaires, spicules d'Eponges, plaques d'Echinodermes.

B - Valanginien calcaire (20 m)

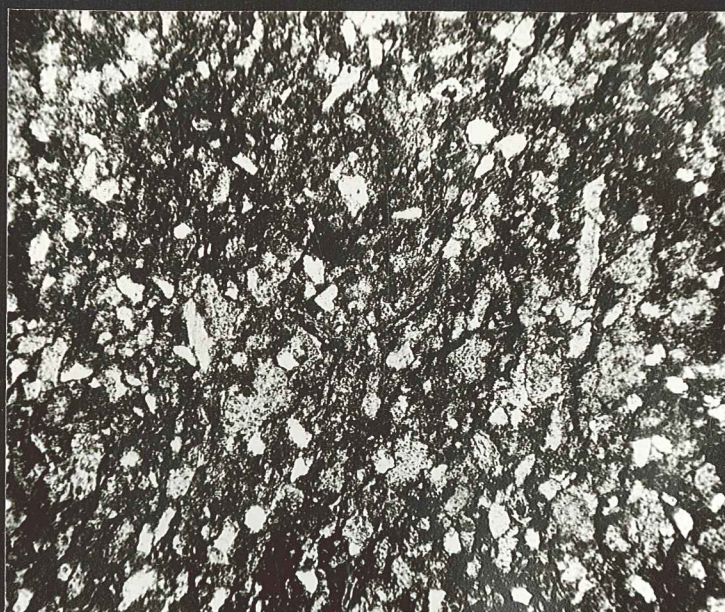
La coupe des chalets de Salvadon (Pl.III) nous montre de bas en haut :

- Calcaires bien lités, minces, alternant avec des schistes noirs (10 m); ce niveau est un terme de transition entre Valanginien inférieur et Valanginien supérieur.

- Grès calcaires roux riches en fer (10 m). Les quartz détritiques sont abondants, et j'ai noté la microfaune suivante : plaques d'Echinodermes, radioles d'Oursins, Rotalidés, Verneuilinidés, Bryozoaires, Textularidés, Buliminidés, Nonionidés et Préorbitolinidés.

Comme macrofaune COAZ a trouvé près de Sixt Echinopygus rostratus.

En résumé, dans le Valanginien, nous retrouvons la subdivision, déjà rencontrée dans le Berriasien, entre une série inférieure schisteuse et une série supérieure calcaire. Cette constatation sera d'ailleurs valable pour l'Hauterivien du Massif de Sixt, comme nous allons le voir maintenant.



Microphoto 3 (L.M.7) Route de Sixt à
Samoëns

Facies, à nombreux quartz détritiques et micas de l'Hauterivien calcaire [x 25]

HAUTERIVIEN

C'est la partie calcaire de cet horizon qui donne au paysage un aspect particulier : la couleur brune des falaises contraste étrangement avec la patine grise des calcaires urgoniens.

Son épaisseur est en moyenne de 100 à 120 m mais elle subit des variations assez rapides; à l'endroit de la coupe des chalets de Salvadon, l'ensemble fait 80 m (Pl.III).

De bas en haut nous trouvons :

A - Hauterivien schisteux (20 m)

C'est un complexe monotone de schistes feuilletés formant une petite combe souvent recouverte d'éboulis.

B - Hauterivien calcaire (60 m)

Dans la coupe des chalets de Salvadon (Pl.III) les niveaux sont les suivants de bas en haut :

- calcaires gréseux bruns, avec traces d'Oursins. Quartz et fer abondants. Pâte très recristallisée (10 m).

- calcaires gréseux à plaques d'Echinodermes et radioles d'Oursins (10 m).

- Alternance de calcaire franc, de calcaires gréseux bruns et de schistes gréseux. La microfaune devient plus rare dans la partie supérieure, mais la proportion de quartz détritiques augmente :

- "hardground" (50 cm) dans lequel on trouve des galets de calcaire argileux, de nombreuses plaques d'Echinodermes, des Bryozoaires, de vraies oolithes ferrugineuses, des grains de quartz détritiques abondants.

Sur la route de Sixt à Samoëns (Pl.IV) la stratigraphie est semblable : toutefois on note l'absence de niveaux schistogréseux et la succession est la suivante de bas en haut :

- calcaire gréseux micacés passant parfois à des sables plus ou moins indurés (15 m). Certains bancs sont riches en radioles d'Oursins, d'autres en biotite et muscovite (Microphoto 3).

- calcaires gréseux compacts avec des cubes de pyrite assez nombreux.

Quelques lames effectuées en d'autres points, ont montré également la présence de glauconie très abondante (chalets de Foillis), de Radiolaires siliceux et de Textularidés (sous les Suets). J'ai également noté dans ces niveaux des traces de Toxas-



Microphoto 4 (L.M.166) Montagnes du
Foillis
Orbitolinopsis cuvillieri
(au centre) et Gastéropodes du
Barrémien inférieur-moyen [x 25]

ter.

La partie supérieure de l'Hauterivien correspond à une diminution de profondeur de la mer qui pourrait même par endroit, donner des dépôts très littoraux comme le montre la croûte ferrugineuse de la coupe des chalets de Salvadon; de plus, cela expliquerait que plus au Nord, dans les Dents du Midi, DE LOYS ait signalé des niveaux schisteux que nous n'avons plus ici. Peut-être sont-ils alors remplacés par ces dépôts épicontinentaux du hard-ground ?

C - Répartition de l'Hauterivien

On le trouve surtout dans la partie Nord-Nord-Ouest du secteur étudié : Dents d'Odda, Montagne du Foillis, Pointe Rousse des Chambres, Dents Blanches, Sageroux.

BARREMIEN INFÉRIEUR

Ce niveau, formé de calcaires argileux, et souvent, dolomitiques, bien lités, se suit assez facilement dans le paysage car il contraste d'une part avec les bancs roux hauteriviens, d'autre part avec les falaises plus massives de l'Urgonien. Parfois il forme une petite vire mais ce n'est pas une règle générale.

Coupe de la Montagne du Foillis (Pl. V) : 25,5 m

De bas en haut nous trouvons :

- 5 m de calcaire argileux gris montrant quelques oolithes remaniées. Présence de : Miliolidés, Algues, Bryozoaires (Cyclostomata), Gastéropodes, plaques d'Echinodermes, radioles d'Oursins, Orbitolinidés (Orbitolinopsis cuvillieri du Barrémien inférieur-moyen) (microphoto 4).

- 3 m de calcaire argileux faiblement dolomitique à Algues calcaires (Salpingoporella), Bryozoaires et Miliolidés très nombreux plaques d'Echinodermes, Orbitolinidés (Orbitolina sp.?) agglutinants (Ammobaculites). Il faut noter dans ces niveaux, la proportion élevée d'organismes silicifiés.

- 1 m de calcaire gréseux sombre, très dolomitique. Miliolidés, Orbitolinidés, Bryozoaires ; certains de ces microorganismes sont silicifiés et tous sont altérés par la dolomie.

- 1 m de calcaire clair, recristallisé. Ophtalmidiidés très nombreux (Neotrocholina friburgensis), Buliminidés, Miliolidés, Textularidés, Bryozoaires, et plaques d'Echinodermes.

- 50 cm de calcaire roussâtre

- 8 m de calcaires gréseux gris, dolomitiques contenant des Gastéropodes, des Miliolidés très fréquents, Neotrocholina friburgensis, Pfenderina, des plaques d'Echinodermes, des Bryozoaires, des Algues et des Orbitolinidés.

- 1 m de calcaire gris-brun, pseudoolithique

- 6 m de calcaire gris foncé à oolithes plus ou moins remaniées. Neotrocholina, Bryozoaires, Algues, Gastéropodes, Miliolidés, Orbitolinidés, plaques d'Echinodermes. Dolomitisation faible.

L'examen de plusieurs lames effectuées dans ces niveaux du Barrémien, a montré l'existence, probable, de trois stades dans l'évolution des calcaires :

1) Silicification pouvant se produire aux dépens des niveaux quartzeux de l'Hauterivien.

2) Dolomitisation affectant surtout le ciment argileux.

3) Recristallisation du ciment

Ces trois stades se retrouvent également dans l'ordre stratigraphique, les bancs supérieurs ne présentant que le phénomène de recristallisation alors que ce sont les niveaux inférieurs qui ont subi la silicification la plus forte.

Dans la coupe de la Route de Sixt à Samoëns (Pl. IV) j'ai pu noter dans un calcaire gris-noir, au-dessus de l'Hauterivien gréseux, la présence de Globochaete et de Calpionella gr. intermedia, de Radiolaires calcitiques et siliceux, et de Triloculines.

Sur l'Arête Est des Avoudrues (Pl. IV), le Barrémien se présente sous la forme d'une alternance de schistes et de petits bancs calcaires surmontant des niveaux oolithiques et graveleux à Rotalidés, Verneuilinidés et Miliolidés.

En conclusion, on peut dire qu'avec le Barrémien inférieur les conditions littorales de l'Hauterivien disparaissent : le faciès est alors plus profond sans toutefois être pélagique; en effet la pâte des calcaires barrémiens n'est pas très fine et la plupart des organismes que l'on rencontre dans ces niveaux, sont benthiques.



Microphoto 5 (L.M. 11B) Route de Sixt
à Samoëns

Calcaire graveleux très recristallisé à Orbitolinidés, Miliolidés.

Noter quelques grains de dolomie
(Urgonien) [x 25]

URGONNIEN

Ses immenses falaises grises, massives, forment l'ossature des plis de la partie Nord-Nord Ouest du secteur. On le trouve également au Criou et dans le soubassement du Massif des Avoudrues. Son épaisseur, variable, est d'environ 100 à 130 m.

A - Coupe de la route de Sixt à Samoëns : 130 m (Pl.IV)

De bas en haut nous avons :

- (a) - 20 m de calcaire graveleux, très faiblement dolomitique, à Lagénidés (Marginulina), radioles d'Oursins, plaques d'Echinodermes, Rotalidés, Textularidés (Textularia, Bigenerina), Bryozoaires, Algues (Clypeina ?) Orbitolinidés (Orbitolina ?, Dictyoconus, Orbitolinopsis) Ophtalmidiidés (Neotrocholina friburgensis), Miliolidés (Nautiloculina), Rhéopacidés, Buliminidés (Bolivina) (microphoto 5).
- (b) - 25 m de calcaire beige clair à microfaune peu différente de celle du niveau (a). Il faut cependant noter la présence d'Eponges calcaires, et de fragments roulés contenant des Calpionelles,
- (c) - 35 m de calcaire gris graveleux et oolithique. Radioles d'Oursins, plaques d'Echinodermes, tiges de Crinoïdes, Miliolidés. La partie supérieure est très graveleuse.
 - 10 m de non visibilité
- (d) - 30 m de calcaire faiblement dolomitique, beige, à Orbitolinidés (Orbitolina), Lagénidés (Tristix), Miliolidés, Clavatoracées.
- (e) - 10 m de calcaire oolithique

B - Coupe de l'Arête Est des Avoudrues : 80 m (Pl.VI)

De bas en haut nous trouvons :

- (a) - 30 m de calcaire graveleux renfermant du fer et du quartz détritique. Microfaune mal conservée et rare. Gravèles de petite taille.
- (b) - 10 m de calcaire dont les gravèles sont de grande taille - Plaques d'Echinodermes et quelques rares Radiolaires
- (c) - 20 m de calcaire alternant avec des lits schisteux. On rencontre des gravèles argileuses, quelques quartz détritiques, et des microorganismes : Miliolidés, Lagénidés, Rotalidés, Textularidés, Orbitolinidés (Orbitolinopsis)
- (d) - 20 m de calcaires massifs.

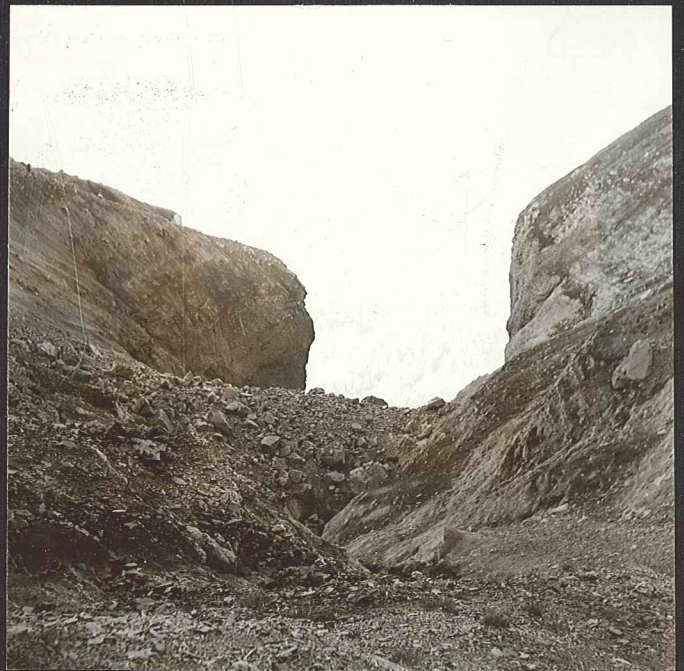


Photo C

Sous la Corne au Chamois
Ecoulement de 1961. Les blocs
du Jurassique supérieur forment
une accumulation sur une première
vire.

Photo D

Sous la Corne au Chamois
Les blocs s'accumulent au sommet
de la Cascade de l'Or avant de
bondir vers le Giffre, 400 m en
contrebas



Cette succession comprenant deux ensembles calcaires séparés par des niveaux plus schisteux, ressemble en tous points à celle décrite dans les Dents Blanches de Champéry par L.W.COLLET en 1943.

C - Coupe de la Montagne du Foillis 130 m environ (Pl.VII)

De bas en haut la série est la suivante :

- (a) - 50 m de calcaires massifs subrécifaux
 - 10 m de calcaire détritique
- (b) - 15 m de calcaire gris bien lité
- (c) - 2 m formés par une lumachelle d'Orbitolines où l'on rencontre :
Rotalidés, Miliolidés, Textularidés, Orbitolinidés abondants
(Orbitolina discoïdea et conoïdea)
- (d) - 13 m de calcaire gris-clair où les Orbitolinidés perdent leur importance
- (e) - 10 m de calcaire schisteux à Orbitolines
- (f) - 10 m de calcaire gréseux
- (g) - 20 m de calcaire plaqueté fin

Le niveau (e) semble être l'équivalent du niveau (c) de la coupe précédente.

En résumé, nous constatons que la base de l'Urgonien est en général, assez massive. Le passage du Barrémien inférieur à l'Urgonien (Pl.V) se traduit par une absence totale de dolomitisation dans les bancs massifs qui sont très recristallisés. La faune est peu différente de celle du Barrémien inférieur : seuls des Agglutinants assez fréquents sont à noter.

A la partie supérieure, le passage se fait par des bancs calcaires gris bruns, à Orbitolinidés, Miliolidés, qui deviennent plus riches en quartz détritique (coupe de l'Arête Est des Avoudrues (Pl.VI). Ces observations concordent avec les résultats obtenus par A.CAROZZI en 1951 et montrent que la sédimentation post-urgonienne va être beaucoup plus détritique jusqu'à l'Albien compris.

Une coupe effectuée dans les rochers de la Couarra (Pl.7) montre des bancs à allure microbréchique (niveau 2). Ce phénomène se rencontre également à la Pointe de Bellegarde et dans le Nant des Landes. Dans le Vallon de Foillis, les Orbitolinidés, nombreux, ont leurs loges remplies de silice; de ces constatations il ressort que l'Urgonien, laisse entrevoir les conditions futures de la sédimentation tout en gardant un faciès, assez homogène, périrécifal.

ROCHERS DE LA COUARRA

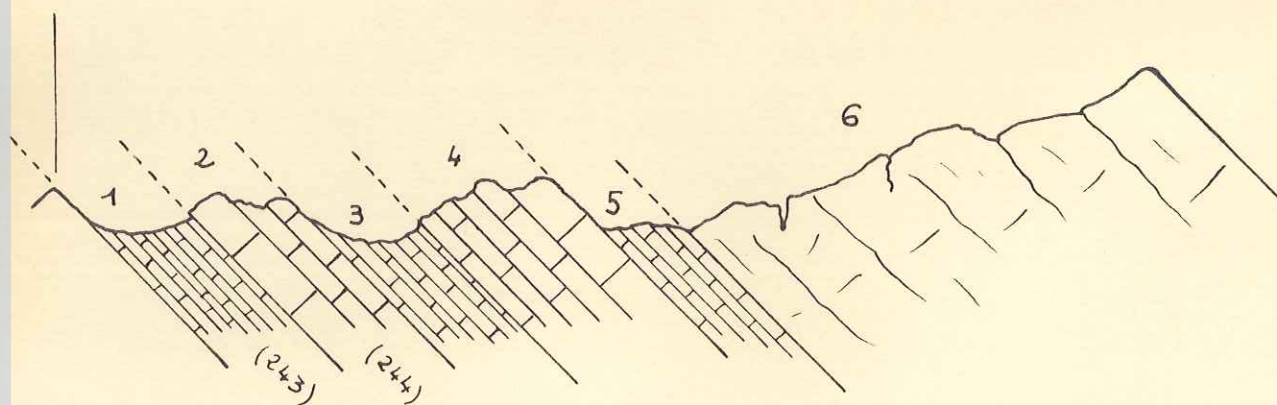
URGONIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

tel-00455979, version 1 - 11 Feb 2010

N

S

Crête de P^{te} Rousse



0 10 m

- 1 - Calcarénite gris-rousse en bancs bien lités
- 2 - Pancs grisâtres à allure de microbrèches
- 3 - Pancs réguliers ressemblant au N° 1
- 4 - Calcaire en bancs de 1 à 2 m, patine grise
- 5 - Pancs régulièrement lités
- 6 - Ensemble calcaire massif très diaclasé

APTIEN SUPERIEUR

C'est un dépôt de mer peu profonde : il correspond à des calcaires gréseux qu'il est souvent bien difficile d'ailleurs, de séparer de l'Albien. Sur la route de Sixt à Samoëns, j'ai rencontré un banc de calcaire à grosses Huîtres ressemblant beaucoup à celles trouvées à la base de l'Albien, dans des calcaires grésoconglomératiques du Vallon de Bossetan : j'ai noté également dans ces niveaux la présence de Rhynchonelles, de Bryozoaires, de Textularidés et de Buliminidés mêlés à du quartz détritique et à de la glauconie; de même on trouve encore quelques Orbitolinidés.

Le long de l'Arête Est des Avoudrues (Pl.VI) le faciès de l'Aptien supérieur est plus massif, moins gréseux : cet horizon a environ 15 à 20 m d'épaisseur et est formé de calcaires à Huîtres, Rhynchonelles, Orbitolinidés (*Orbitolinopsis* et *Orbitolina*), Milio-lidés, Algues (*Saipingoporella*) et Gastéropodes.

Ces dépôts où l'on note des niveaux assez grossiers contenant *Terebratula Dutemplei* d'Orb., vont passer insensiblement au faciès de l'Albien.

ALBIEN

Cet étage, épais de 10 à 20 m environ, forme, la plupart du temps une vire qui se voit très bien dans le paysage, du fait de la couleur sombre de ses grès glauconieux, de ses calcaires gréseux noirs où le litage reste peu visible. Sur l'Arête Est des Avoudrues (Pl.VI) nous trouvons aussi quelques niveaux schisteux noirs alternant avec des calcaires bréchiformes. La partie supérieure est une véritable brèche contenant une abondante faune remaniée, pyriteuse. Le ciment est calcaréo-gréseux et l'ensemble prend l'allure d'un véritable "machefer". L.W.COLLET en 1943 donne une liste complète de toute la faune rencontrée : Ammonites, Belemnites, Rhynchonelles, Lamellibranches.

CENOMANIEN

A la base du Crétacé supérieur, des niveaux gréseux ont été signalés : ils contiennent *Schloenbachia varians* et c'est BRONGNIART qui en parle pour la première fois.

En l'absence de fossiles caractéristiques, je ne dissocie pas l'ensemble gréseux roux que j'appelle Albien s.l. Je ne range dans le Cénomanién que les calcaires fins, parfois quartzeux, riches en glauconie, où A.JAYET en 1928 a trouvé une faune déterminante de cet étage; dans ces calcaires j'ai noté : Globigérinidés nombreux,

Rotalidés, Globorotalidés, plaques d'Echinodermes, Buliminidés, prismes d'Inocérames. Sur les pentes du Criou, au Mont, un niveau situé à la base des calcaires sublithographiques, montre un faciès microconglomératique et je pense qu'il appartient au Cénomanién.

CRETACE SUPERIEUR

Les travaux de E.PAREJAS et A.LILLIE, sur la rive gauche de l'Arve ont montré que la partie inférieure des calcaires sublithographiques comprend le Turonien. Au-dessus se développent les faciès pélagiques du Sénonien qui forme de petites falaises grises-claires : il se développe vers Bossetan, dans les montagnes d'Odda, au Criou et aux Avoudrues. Son épaisseur est variable (70 à 100 m environ).

Coupe de la route de Sixt à Samoëns (Pl.IV)

De bas en haut, nous rencontrons :

- 30 m de calcaire gris fin (1) dans lequel on trouve : prismes d'Inocérames, Ostracodes, Textularidés, Stomiosphaera spherica, Globigérines, Globotruncana Linnei, Pithonella ovalis, Nonionidés (microphoto 6).
- 10 m de non visibilité
- 20 m de calcaires bien lités contenant toutefois quelques bancs bréchiiformes
- 10 m de bancs calcaires bréchiiformes témoignant sans doute, de la phase tectonique anténummulitique. On y trouve : Buliminidés, Globotruncana Linnei très fréquents, Globotruncana tricarinata, Radiolaires calcitiques.

Près de Bémont (Pl.VIII) au Sud de Samoëns, le Sénonien mesure 20 m et est formé de calcschistes jaunâtres à Globotruncana.

Près des Chalets de Bossetan (Pl.IX), la partie supérieure du Crétacé supérieur se colore en rose ou en vert (oxydes de fer) la pâte reste fine et contient une microfaune abondante; ces sels de fer indiquent la présence d'une terre émergée proche.

(1) - La carrière à ciment, autrefois exploitée, de notre Notre Dame des Grâces, est creusée dans ces bancs.



Microphoto 6 (L.M. 14) Route de Sixt
à Samoëns

Calcaire sublithographique à Glo-
botruncana Linnei, Globigérines,
Stomiosphaera spherica, Pithonella
ovalis Sénonien [x 25]

Dans la coupe de l'Arête Est des Avoudrues (Pl. VI) on a simplement les niveaux de base où l'on rencontre beaucoup de Pithonella ovalis, de Stomiosphaera spherica et de Saccocomidés : cette association semble bien caractériser les termes inférieurs du Crétacé supérieur.

Si l'on excepte la partie terminale du Sénonien, cet étage marque le retour à une sédimentation, vaseuse, fine, de type pélagique. Ensuite les mouvements tectoniques de la fin du Crétacé vont donner des paléo-reliefs qui vont orienter la sédimentation tertiaire : comme nous le verrons dans la partie consacrée à la Tectonique, certaines failles du socle ont pu rejouer à ce moment là, créant des zones déprimées où l'on peut trouver les termes inférieurs du Nummulitique.

NUMMULITIQUE

A - Généralités :

Le Nummulitique s'étend largement depuis l'anticlinal des Terres Maudites jusqu'au Criou et au Vallon des Chambres. En certains endroits il a été étudié de façon détaillée et avant de commencer à décrire les quelques observations complémentaires que j'ai pu effectuer, je rappellerai brièvement les travaux qui traitent de cette question : alors que L.W.COLLET en 1910 ne considère que le Sidérolithique et le Priabonien, en 1924 L.MORET date les grès de Taveyannaz (Priabonien) et découvre un niveau lacustre à Limnea longiscata près de Samoëns. L.W.COLLET et A.LILLIE en 1935 signalent les niveaux lacustres du Col de Bossetan; en 1937 A.LILLIE et W.J.SCHROEDER font une coupe détaillée du Nummulitique du Vallon des Chambres. En 1938 L.W.COLLET et A.LILLIE entreprennent de faire une synthèse sur le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Rhône.

B - Lutétien marin :

Dans la coupe de Sougey, L.MORET note la présence de conglomérats marins à Nummulites, surmontés par des couches lacustres du Lédien. Associés à ces conglomérats, on trouve des calcschistes jaunâtres à Gastéropodes et Ostracodes. A Arâches ces niveaux sont intercalés dans des calcaires marins à grandes Nummulites du Lutétien : il est donc logique de les dater, dans la coupe de la route de Sixt à Samoëns (Pl. IV), également du Lutétien : on retrouve d'ailleurs aussi les couches lacustres à la partie supérieure.

Dans le Vallon des Chambres, à 500 m à l'Est-Sud Est du lac du Foillis, j'ai retrouvé des niveaux bréchoïdes, des calcaires gréseux et des calcaires noduleux, avec par endroits, des passées

rougeâtres : A.LILLIE et W.J.SCHROEDER ont trouvé des Nummulites lutétiennes (N.irregularis et N.lucasi) à la base et au sommet de ces formations; nous avons ici aussi du Lutétien marin surmonté par des couches rougeâtres dont il est difficile de dire si elles sont en place, car les éboulis vifs sont très importants.

Près de Chantemerle, dans des conglomérats analogues à ceux décrits dans la forêt des Suets (Pl. 8) et dans des grès situés sous le Priabonien, des éléments de Lutétien marin ont été notés ce qui fixe un jalon car le remaniement semble peu important. La limite septentrionale de la mer lutétienne est donc située dans le Vallon des Chambres : dans celui de Bossetan, j'ai vainement cherché des niveaux pouvant se rattacher au Lutétien marin que G.MAILLARD avait signalé en 1891 et qui n'a jamais été retrouvé depuis.

C - Couches lacustres du Lutétien supérieur et Lédien :

1) Coupe des Chalets de Bossetan (Pl. IX) 7 m

De bas en haut nous avons :

- 4 m de conglomérats à éléments d'Urgonien et de Sénonien, et à ciment bariolé
- 1 m de schistes pourpres violacés
- 2 m de grès schistoux rougeâtres

2) Coupe de la Forêt des Suets (Pl. 8) 5,5 m

De bas en haut nous rencontrons :

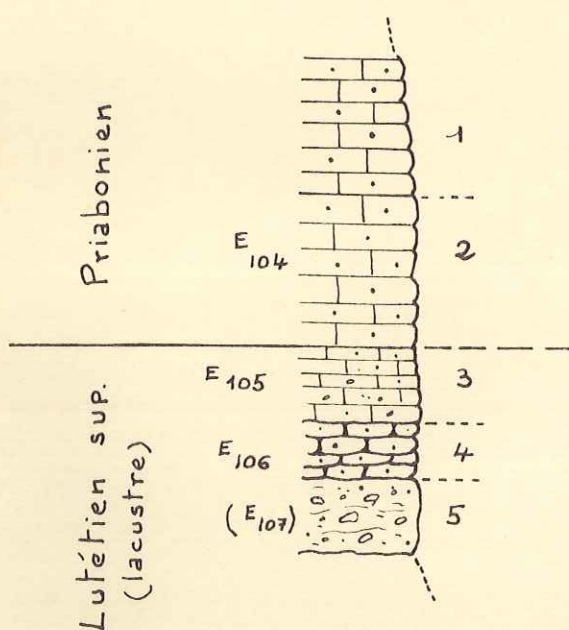
- 2 m de conglomérat à galets de Sénonien
- 1,5 m de calcaire gréseux rognoneux à nombreux organismes remaniés
- 2 m de calcaire gréseux brun, microbréchique à prismes d'Inocerames.

3) Coupe de la Route de Sixt à Samoëns (Pl. IV)

Sur 15 m nous rencontrons des schistes gris noirs feuilletés à Linnea longiscata (du Lédien) et à quartz détritique mêlé à de la pyrite; au-dessus, apparaissent des calcschistes à Unio, surmontés de schistes charbonneux.

4) Je pense que l'on peut attribuer au Lédien également les petits bancs à cassure noire, à quartz détritiques, oxydes de fer et débris de Gastéropodes, rencontrés sur l'Arête Est des Avoudrues (Pl. VI) analogues, comme microfaciès, aux couches à Linnea longiscata. Nous retrouvons des faciès analogues dans des blocs éboulés

FORÊT DES SUETS



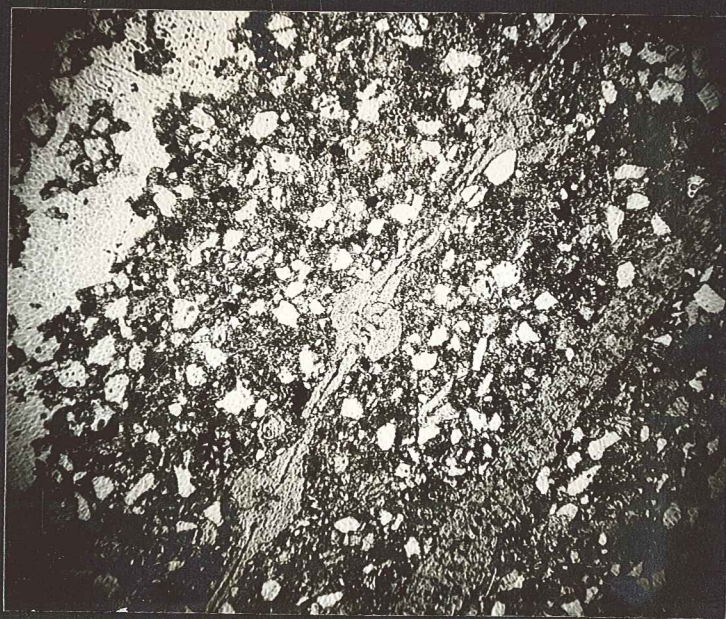
- 1 - Calcaire gréseux à petites Nummulites
- 2 - Calcaire gréseux à patine brunâtre - Cassure irrégulière grise
Fer - Nombreux foraminifères
Allure conglomératique
- 3 - Calcaire gréseux brun, à cassure brun-foncée, microconglomératique
Fer - Prismes d'Inocérames
- 4 - Calcaire gréseux gris, à nombreux foraminifères remaniés - Bancs rognonneux
- 5 - Conglomérat à galets de Sénonien

--

0 4 m



Microphoto 7 (L.M. 152) Chalets de
Bossetan
Orbitoïdes et petite Nummulite
dans un calcaire du Priabo-
nien inférieur. Nombreux
quartz détritiques [x 25]



Microphoto 8 (L.M. 150) Chalets de
Bossetan
Orbitoïdes et Actinocyclus
dans un calcaire quartzueux du
Priabonien inférieur [x 25]

trouvés sur les pentes du Criou ce qui me porte à croire que ce niveau doit exister probablement en place, plus haut dans la topographie.

Au col de Bossetan, un petit repli anticlinal montre des calcaires beige-foncés, à pâte argileuse, riche en fer, à débris de Lamellibranches, de Gastéropodes, d'Ostracodes et de Characées. La pâte fine de ce calcaire lacustre peut le faire confondre avec le Sénonien.

D - Priabonien

On distingue trois horizons constituant la classique trilogie priabonienne. Je citerai tout d'abord quelques coupes, pour dégager ensuite les caractères de la série stratigraphique du Priabonien. Je décrirai les séries stratigraphiques en commençant par les termes inférieurs :

1) Coupe de la Forêt des Suets (Pl. 8)

- 4 m de calcaire gréseux gris-brun, à Miliolidés, Rotalidés, Bryozoaires, Globorotalia appenninica, Buliminidés, Ostracodes,
- 4 m de calcaire gréseux à petites Mummulites

2) Coupe de la Route de Sixt à Samoëns (Pl. IV) 35 m

- 20 m de calcaire gréseux, à pyrite, Globigérinidés, Rotalidés, Textularidés, prismes d'Inocérames, Gastéropodes (Cérithes?)
Il faut noter la présence de glauconie.
Au-dessus on trouve des schistes noirs alternant avec des calcaires à Fissurines et Globotruncana renardi et à Gastéropodes épigénisés en fer.
- 5 m de lacune de visibilité
- 10 m de calcaire gréseux à petites Mummulites.

3) Coupe des Chalets de Bossetan (Pl. IX) 29 m

- 3 m de conglomérats à ciment gris contenant du quartz détritique, de la glauconie, et des oxydes de fer. On constate la présence de trois sortes de galets : Urgonien, Sénonien, calcaire lacustre probablement lutétien.
- 3 m de calcaire argilo-gréseux, glauconieux, renfermant des débris d'organismes
- 4 m de calcaire gréseux brun à petites Mummulites, Operculina, Orbitoidés (Orbitoides) Globigérinidés, Rotalidés (microphoto 7)

- 4 m de calcaire jaunâtre, gréseux, à Lagénidés, débris d'Ostracodes, tests de Lamellibranches, Globorotalia.
- 8 m de calcaire gréseux, noir, passant souvent à un véritable grès où l'on note : Ostracodes, Rotalidés, Globigérinidés, Orbitoides, Actinocyclus, Discocyclus, Nummulites, Operculina (microphoto 8)
- 7 m de calcaire gréseux gris jaune à mica blanc et fer. La microfaune est la suivante : Globigérinidés très fréquents, Buliminidés, Rotalidés, Lagénidés (Nodosaria), débris d'Ostracodes.

4) Coupe du chemin Bémont-Chalets de Porte (Pl.VIII) 124. m

Bien que cette coupe ne soit pas située sur le secteur même qui fait l'objet de ce mémoire, je pense qu'elle a sa place ici pour montrer la localisation des grès de Taveyannaz dans la série supérieure du Priabonien.

Successivement nous rencontrons de bas en haut :

- 5 m de calcaire brun à pâte fine
- 10 m de calcaire gréseux roux contenant du mica blanc, des oxydes de fer, de la glauconie. Radioles d'Oursins nombreuses, plaques d'Echinodermes, Radiolaires calcitiques
- 4 m de lacune de visibilité
- 5 m de calcaire argileux gris
- 30 m de schistes bruns gréso-micacés alternant avec de petits bancs calcaires "pseudo-varvés" (cette allure est due à une altération de surface)
- 10 m de grès durs employés autrefois pour faire les fours. On note : feldspaths altérés, biotite, muscovite, fer, quelques plages argileuses et calcitiques.
- 5 m de lacune de visibilité
- 5 m de calcschistes et de schistes noirs
- 20 m de calcschistes alternant avec des grès ou des calcaires gréseux
- 20 m de grès analogues à ceux rencontrés plus bas dans la série
- 10 m de schistes ardoisiers exploités il y a quelques années.

5) Conclusions :

Le Priabonien marque le retour à des conditions de sédimentation marine succédant à l'épisode laguno-lacustre du Lutétien supérieur. Il débute soit par des conglomérats soit par des grès ou calcaires gréseux à petites Nummulites et autres microfaunes abondantes (Miliolidés, Bryozoaires, Radiolaires, Orbitoïdés, Globigérinidés) : dans ces niveaux, le quartz détritique, le fer et la glauconie sont assez fréquents.

Puis peu à peu le calcaire devient plus franc, plus pélagique. On rencontre des Globigérinidés fréquents dans des petits bancs de calcaire à pâte beige-jaune, et à patine gris bleutée : cet horizon semble indiquer un milieu de sédimentation profonde. Sur la carte au 1/20.000 cet horizon est appelé : "série bleue".

Le troisième terme du Priabonien débute par une série de schistes bruns grés-micacés alternant avec de petits bancs de grès. Souvent ces schistes se débitent en petites aiguilles qui font saillie sur la tranche des bancs. Sur la carte au 1/20.000 cette série porte le nom de "série brune". Dans la partie supérieure de ces schistes apparaissent des bancs de grès d'épaisseur variable (de 50 cm à plusieurs mètres) : on les rencontre surtout au Nord de Sanoëns mais comme la série est très plissée, il est difficile d'affirmer si ces grès de Taveyannaz forment la partie terminale de ce complexe. La coupe du chemin de Bémont-Chalets de Port, par contre, indique la présence de schistes supérieurs à ces grès. Nous assistons donc, à la fin du cycle priabonien, à un retour à des conditions plus détritiques et la présence de plusieurs niveaux grossiers, paraît indiquer des oscillations du bassin de sédimentation.

QUATERNAIRE

A - Les terrasses :

Elles se divisent en 3 groupes que l'on retrouve successivement depuis les Gorges des Tines jusqu'au Fond de la Combe :

1) Terrasses de Maison Neuve-Sixt

Il y a quatre terrasses différentes; la plus jeune T1 forme la plaine des Glières et le Giffre la surcreuse de 3 m environ ; T2 est celle sur laquelle est bâti le village du Fay, T3 s'étend vers Maison Neuve tandis que T4 est la plus haute et la plus ancienne : celle-ci disparaît au Crot sous un vallum morainique. En 1906 H.DOUXAMI signale à la base de T4, des couches sableuses et stratifiées indiquant l'existence d'un épisode lacustre qui a fait suite au retrait du glacier arrêté au verrou des Tines.

2) Terrasse de Nant-Bride

Elle se suit depuis le Brairet jusqu'au Pont de l'Eau Rouge et se perd sous le cône de déjection du Nant de Combe Saille pour réapparaître près du Pelly.

3) Terrasse du Haut Giffre

Elle est peu importante en épaisseur mais s'étend depuis Giffrenant jusqu'au Fond de la Combe (3 km).

B - Le Glaciaire :

On le reconnaît surtout à la topographie moutonnée qu'il engendre. Les moraines latérales se rencontrent naturellement sur les flancs de la vallée du Giffre à une altitude de 1000 à 1400 m: des glaciers adventifs descendaient de Salvadon, du Vallon de Tenneverge, de la Vogealle. Les moraines de fond se suivent de chaque côté des terrasses, le long de la vallée du Giffre et se voient magnifiquement dans le Fond de la Combe, auge glaciaire typique.

Les vallums morainiques sont bien individualisés près des chalets de Bossetan, au Crot, et près des chalets du Frénalay : ils indiquent les stades de retrait des glaciers qui ne subsistent que dans le Massif du Ruan-Tenneverge et sur le flanc Nord des Avoudrues.

C - Cônes de déjections torrentiels :

Ce sont des cônes bien individualisés et plus ou moins larges à leur base : le long de la vallée du Giffre on note celui du Brairet, de Nant-Bride, du Nant de Combe Saille, du Nant des Pères et du Nant des Joathons.

Parfois de gros blocs forment des accumulations le long d'un torrent : cette formation, qui n'a pas l'allure d'un cône, est à rapprocher cependant des cônes torrentiels (Nant des Pères vers 1100 m).

D - Terrains glissés :

L'exemple le plus significatif est celui que l'on observe sur la rive droite du Nant des Pères : la surface topographique est ondulée, et les "vagues du terrain" se cintent à la partie frontale et sur les bords de cette langue. On observe un phénomène analogue près de Nant-Bride, aux Serrons, et en amont des Gorges du Pied du Crêt, au Nord de Samoëns, près des Chavonnes.

E - Les éboulis :

1) Eboulis anciens

Ils sont la plupart du temps, consolidés et recouverts d'un sol où la végétation s'est développée. Il est souvent bien difficile de les séparer du Glaciaire avec lequel ils se mélangent intimement.

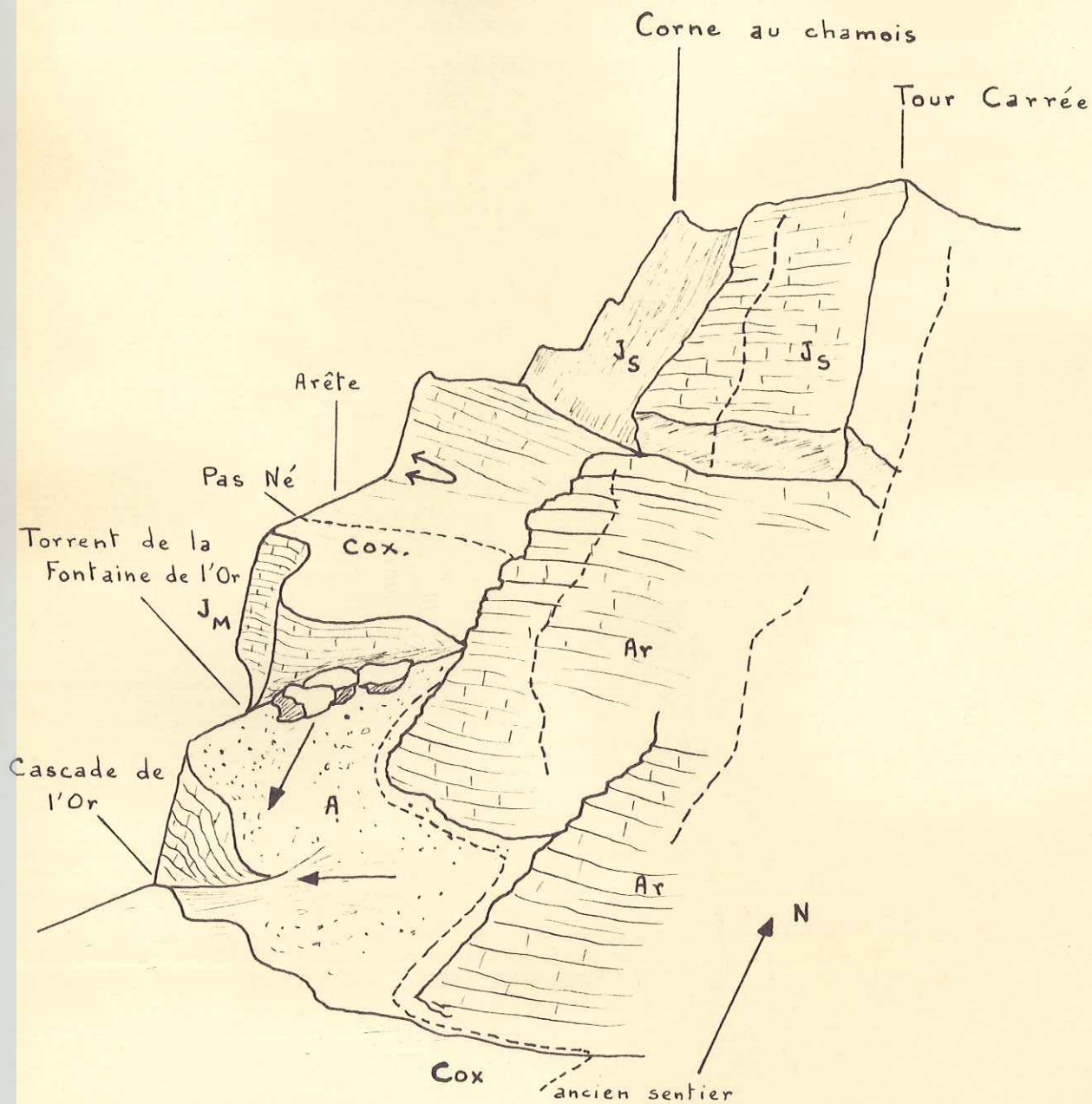
2) Eboulis vifs

Ce sont ceux que l'on rencontre le plus fréquemment au pied des immenses falaises : ils sont souvent homogènes et forment par endroits de petits cônes. Ils m'amènent à parler de l'Ecrroulement de 1961.

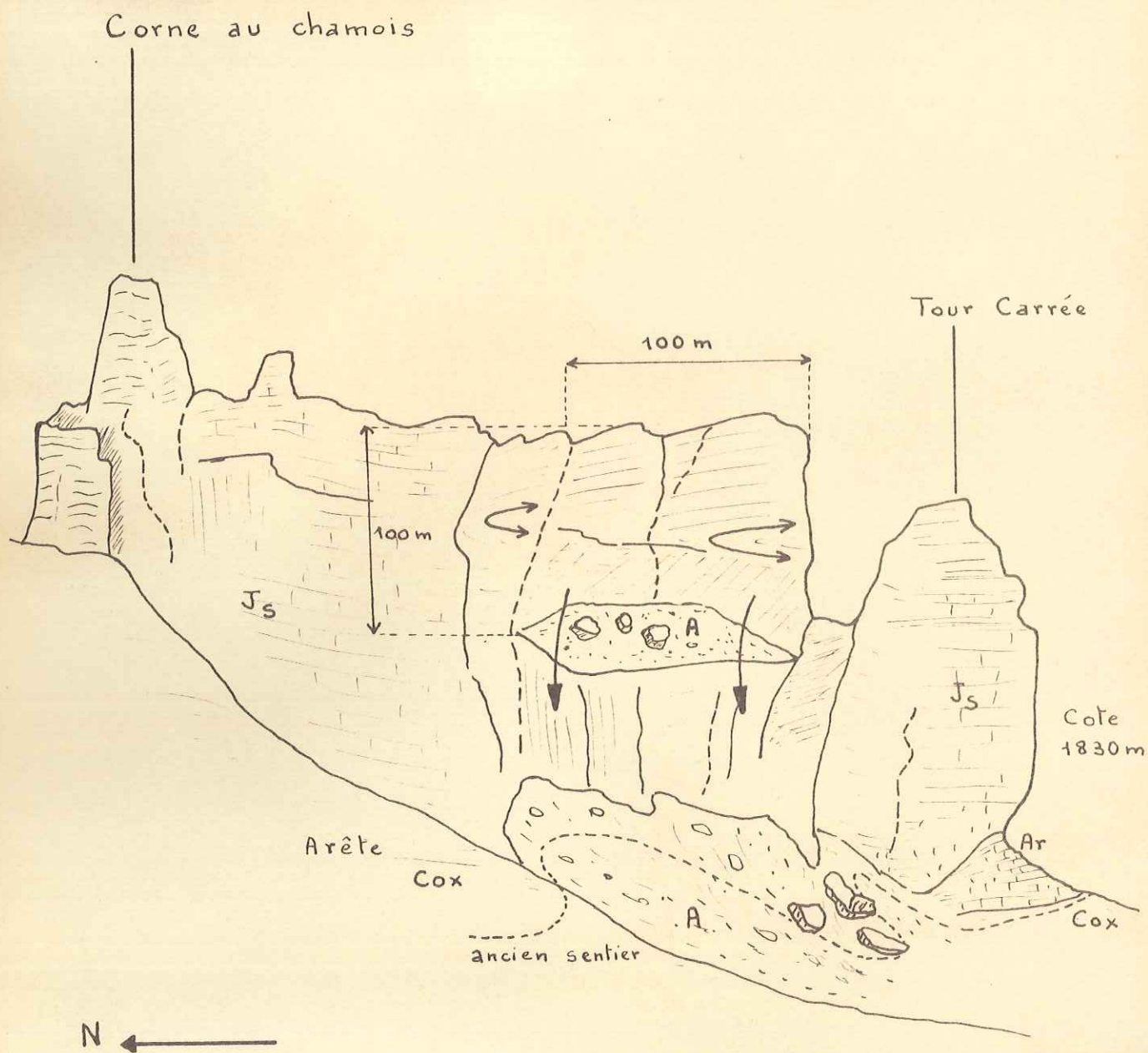
Vers la mi-septembre les habitants du Frénalay ont été brutalement réveillés par des bruits assourdissants; des blocs énormes tombaient de la Cascade de l'Or. Un immense cône d'éboulis prit naissance perturbant la circulation de l'eau dans les éboulis antérieurs. Les éléments fins argileux se sont mis en mouvement provoquant la formation d'une petite coulée boueuse qui s'est résorbée peu à peu (entre temps une tranchée avait été ouverte sur le bord Sud du cône pour jouer le rôle de drain).

Le chemin normal du Tenneverge par le Pas Né étant sous l'écrroulement, X.PIERRE et moi-même, sommes montés par le versant suisse pour aboutir à la cote 1830 m. De cette vire nous avons aperçu de grandes diaclases affectant l'Argovien et le Malm (Pl.9). Après être remontés par le Pas Né, accompagnés d'un guide (M.HOGENTIER de Sixt) nous avons pu suivre de près le phénomène (Pl.10) : d'une falaise jaunâtre, très fissurée, se détachaient des pans de rochers, sur une surface de 100 m x 100 m et sur une épaisseur de 5 m environ; certains blocs sont restés sur une première vire, tandis que les autres s'entassaient sur un replat dominant la Cascade de l'Or. L'eau, ravinant peu à peu les éléments fins, mettait en déséquilibre les gros blocs qui disparaissaient dans un entonnoir et faisaient un bond de 350 m à 400 m (photo C et D) en soulevant un nuage de poussière qui se déposait jusqu'à Sixt sur une épaisseur de 1 cm en rendant inutilisables les prairies de la plaine.

De cette étude stratigraphique il ressort que notre mémoire reste très succinct étant donné l'importance des travaux effectués par les auteurs suisses et tout particulièrement L.W.COLLET et A.LOMBARD.



ECROULEMENT VU DE
LA COTE 1830 m



ECROULEMENT
L'ARÊTE

VU DE

T E C T O N I Q U E

La région étudiée se divise en cinq secteurs tectoniquement différents; à l'intérieur de chacun de ces domaines, quatre terrains vont avoir leur style tectonique propre; ce sont : le Sénonien, l'Urgonien, le Malm et le Bajocien supérieur.

Nous étudierons successivement :

1°) le secteur Ouest-Nord Ouest comprenant les Terres Maudites, les Suets, la Pointe de Tuet, les Dents d'Odda et la bordure méridionale des Dents Blanches, les Montagnes du Poillis et la Pointe Rousse des Chambres;

2°) le secteur Sud-Ouest formé par la montagne de Criou et la Pointe de Sans Bet;

3°) les Avoudrués, massif tectoniquement bien individualisé (1).

4°) le secteur allant de Nant Bride au Fond de la Combe, en passant par la Pointe de Bellegarde, la Vogealle, les Bécards, et la Tour Saint Hubert;

5°) zone du Ruan-Tenneverge

Dans la partie méridionale du terrain, une "zone annexe" permettra de voir de quelle façon se continuent les plis qui, au Sud, ont été étudiés plus en détail par X.PIERRE.

I - SECTEUR OUEST-NORD OUEST

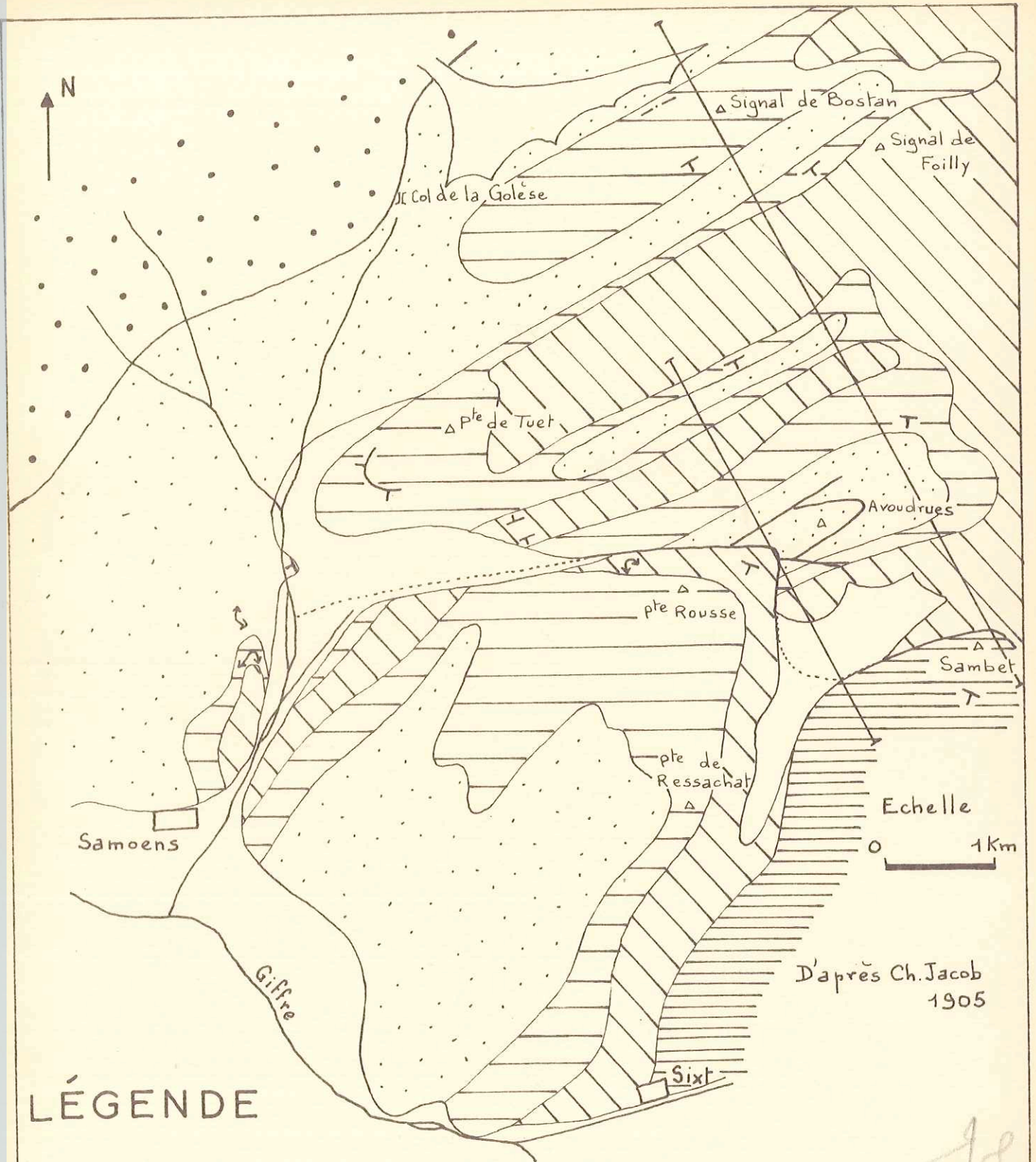
A - ANTICLINAL DES TERRES MAUDITES ET DE L'AVOUILLE

La carapace de ce pli bien régulier (Photo 2) est formée par la masse des calcaires urgoniens, très souvent diaclasés. La partie Nord-Nord Est de cet anticlinal est seulement affectée par

(1) - C'est en 1905 que Ch.JACOB propose la première carte structurale (Pl.11) et les premières coupes (Pl.12) sur cette zone crétacée du Giffre. Ses travaux s'étendent sur les trois secteurs que nous venons de définir ci-dessus; nous verrons, au cours de notre description, que les structures sont, en fait, plus compliquées dans le détail.

tel-00455979, version 1 - 11 Feb 2010

MASSIF CRÉTACÉ DU N. DU GIFFRE

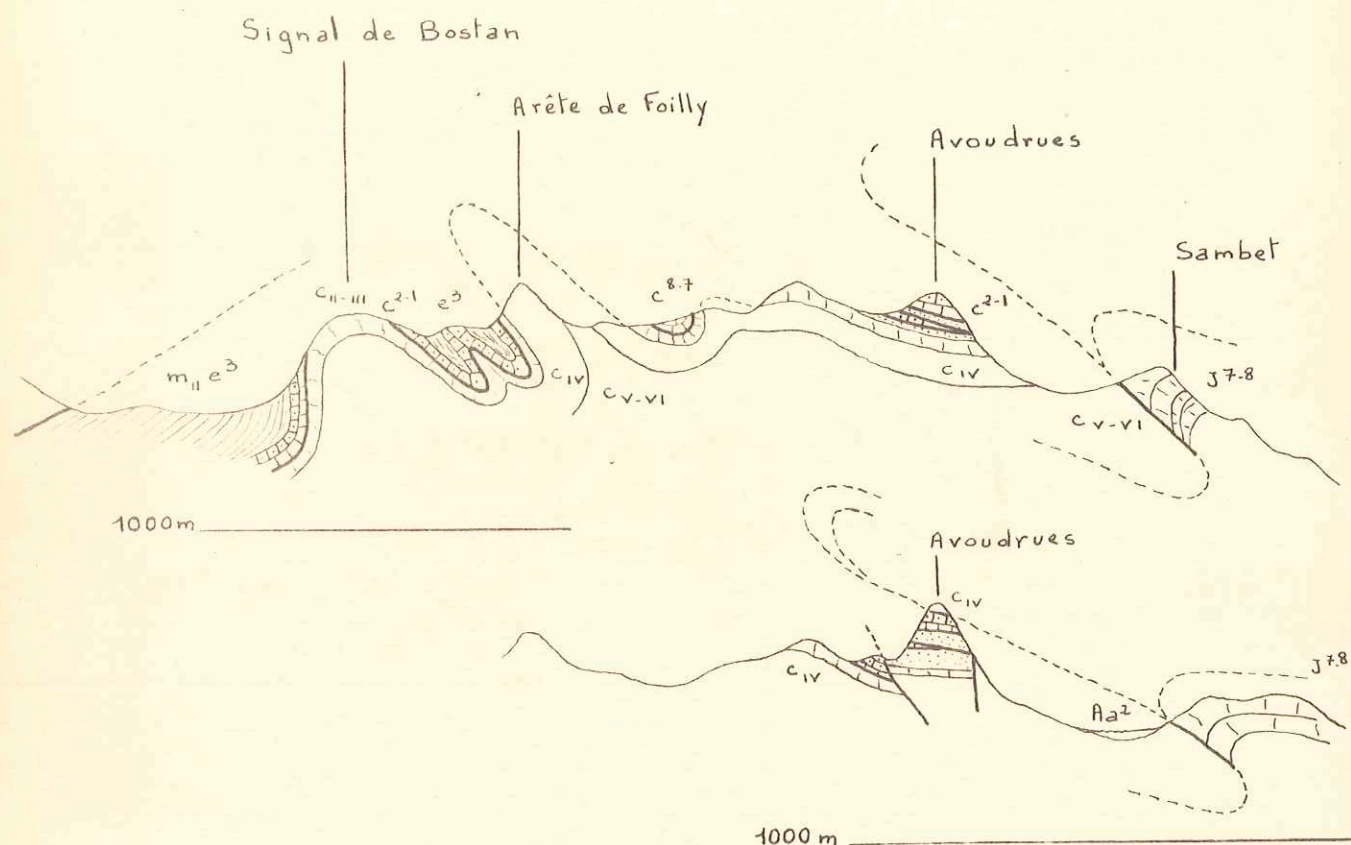


LÉGENDE







- | | |
|---|----------------------|
| Quaternaire s.l. | Crétacé inférieur |
| Préalpes | Jurassique supérieur |
| De l'Urgonien au flysch III ^{aire} | Pendages et failles |
| Crétacé moyen (Urgonien) | |

PI. 11

COUPES NW - SE au 1/50000



LÉGENDE

Aa^2 E boulis	
 m_{11} e^3 Flysch.	c_{14} Hauterivien
 e^3 Calcaires nummulitiques	c_v Valanginien
 c_{8-7} Sénonien	c_{v1} Berriasien
 c_{2-1} Gault. Aptien	 J_{7-8} Jurassique supérieur
 c_{11-13} Urgonien	

D'après Ch. Jacob 1.905

Pl.12

quelques décrochements : toutefois à la Tête des Verdets, on note des laminages avec formation de petites écailles. Puis en se déplaçant vers l'Ouest-Sud Ouest à partir de la Tête de Bossetan, un petit repli synclinal se développe dans le Priabonien à l'intérieur même de l'anticlinal, pour se perdre en direction des chalets de l'Abérieu et de la Golèse.

Vers le Sud-Ouest, l'axe de l'anticlinal perd de l'altitude et subit une torsion qui provoque l'apparition de nombreuses failles que je n'ai pas indiquées sur le tectonogramme (Pl. XIII) afin de ne pas compliquer le dessin. Au Nord de la Forêt de Bossetan la structure semble "éclater" : les accidents séparent des blocs qui, au niveau des Bervalles, ont subi le maximum de compression dans le sens Nord Ouest-Sud Est (Pl. 13). Ces failles sont orientées également Nord Ouest-Sud Est dans la partie occidentale et ont tendance, dans la partie orientale, à devenir Nord Sud.

La direction générale de l'anticlinal est Sud Ouest-Nord Est; cette structure s'ennoie vers le Sud-Ouest, aux Allamands, sous le Nummulitique.

B - SYNCLINAL DU VAILLON DE BOSSETAN

Son orientation est la même que celle de l'anticlinal précédent; il subit une simplification progressive du Nord Est au Sud Ouest où il est caché par les éboulis anciens et le Glaciaire, et réapparaît vers la Rosière et les Chosalets.

Au col de Bossetan il vaudrait mieux parler de synclinorium car Sénonien et Nummulitique sont replissés en anticlinaux et synclinaux, à l'intérieur d'une cuvette synclinale. Un pli faille très local donne lieu à la formation d'écailles, puis, si l'on continue la coupe vers le Sud-Est, deux anticlinaux à coeur de Lutétien, et deux synclinaux, permettent d'atteindre l'unité des Dents Blanches sous lesquelles viennent se laminer l'Albien et le Sénonien du flanc inverse du dernier synclinal.

Puis, peu à peu, en se dirigeant vers le Sud-Ouest, on note encore des replis dans le Nummulitique avec laminage du flanc inverse Sud-Est du synclinorium qui devient, dès les Chalets de Bossetan, beaucoup plus calme. A cet endroit là, il n'est plus chevauché par l'anticlinal des Dents d'Odda-Tuet et son axe subit un abaissement très marqué vers le Sud-Ouest (Pl. 13): au Nord des Suets, le synclinal est uniquement situé dans le Nummulitique, où Grès de Taveyannaz et "série brune" s'imbriquent en donnant des écailles dans lesquelles on reconnaît aussi des calcaires du Priabonien inférieur : l'ensemble est très replissé et cela résulte sans doute de la présence du chevauchement des Suets.

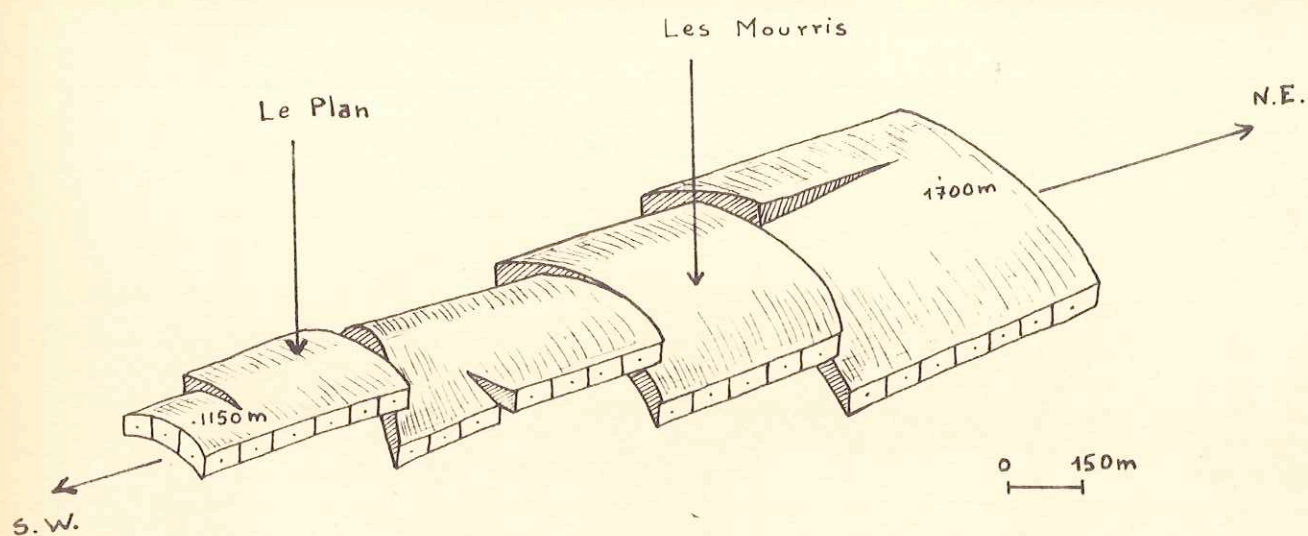


Schéma de la partie occidentale de l'anticlinal de
L'Avouille - Terres Maudites (Urgonien)

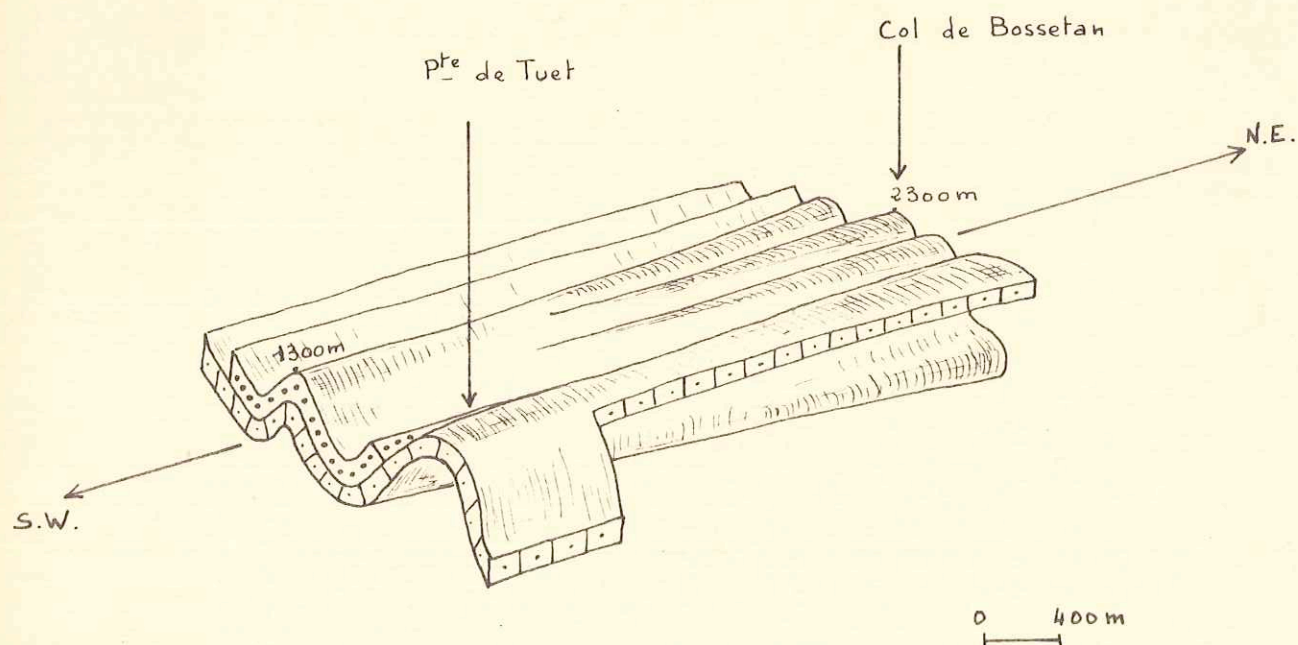


Schéma du synclinal de Bossetan

(Urgonien - Albien - Sénonien groupés + Nummulitique)

C - ANTICLINAL DES SUETS - POINTE DE TUET - DENTS D'ODDA

Emergeant du Nummulitique, l'anticlinal des Suetts à carapace urgonienne et sénonienne, chevauche la "série brune" priabonienne, au Nord-Ouest, au Nord et au Nord-Est, en donnant de petites écaillés d'Albien, d'Urgonien et de Sénonien. Au niveau du torrent du Clévieux se produit un ensellement qui permet de rejoindre la voûte anticlinale de la Pointe de Tuet (1); celle-ci s'élève progressivement vers le Nord-Est où il ne reste que la retombée septentrionale : celle-ci se déverse progressivement vers le Nord-Est et se complique de petits replis que l'on aperçoit dans les Dents Blanches (Photo 3). L'unité des Suetts (Pl.14) chevauchante, semble donc avoir eu un comportement qui lui est propre et l'on peut penser que la présence des Préalpes est la cause de cette "torsion"; d'ailleurs l'éclatement de la partie occidentale de l'anticlinal de Bossetan, pourrait avoir la même origine. Cela expliquerait aussi le serrage que l'on note, à l'Ouest, pour l'ensemble des structures qui vont se développer plus largement à l'Est : ce faisceau divergent amorce une virgation Ouest-Est et celle-ci s'accentue vers le Col du Sageroux et le Mont Ruan. La limite Nord-Ouest de ce faisceau est constituée par le magnifique anticlinal du Torrent d'Odda (Photo 4) qui s'étend jusqu'à la Pointe Droite et qui passe insensiblement au synclinal sénonien de la Moujartière (Photo 5).

D - MONTAGNES D'ODDA ET DU FOILLIS, POINTE ROUSSE DES CHAMBRES

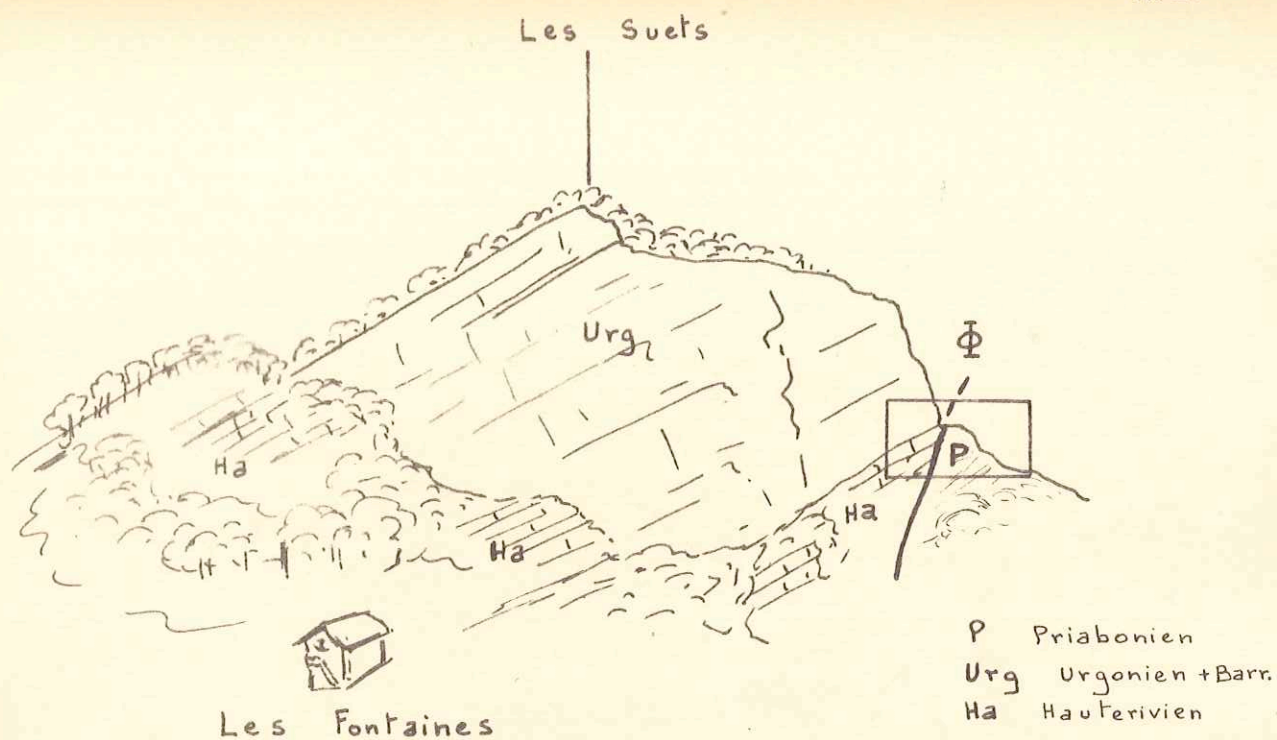
En quatre kilomètres, la distance séparant l'axe synclinal de la Moujartière de l'axe anticlinal de la Pointe Rousse des Chambres passe de 300 m à 1,2 km. De grandes failles faiblement inclinées séparent des compartiments à l'intérieur desquels les séries se plissent (l'exemple le plus caractéristique est celui du synclinal de la Moujartière où le Sénonien montre des replis très nombreux).

L'anticlinal de la Pointe Rousse se développe de façon simple pour rejoindre au Sud Est la Pointe de Bellegarde qui est le soubassement du Massif des Avoudrués.

(1) - L'ensellement du Clévieux, la vallée du Giffre entre Samoëns et les Gorges des Tines, et la faille du lac de Gers (M.A.BUXTORF) ont la même orientation : Nord Ouest - Sud Est.

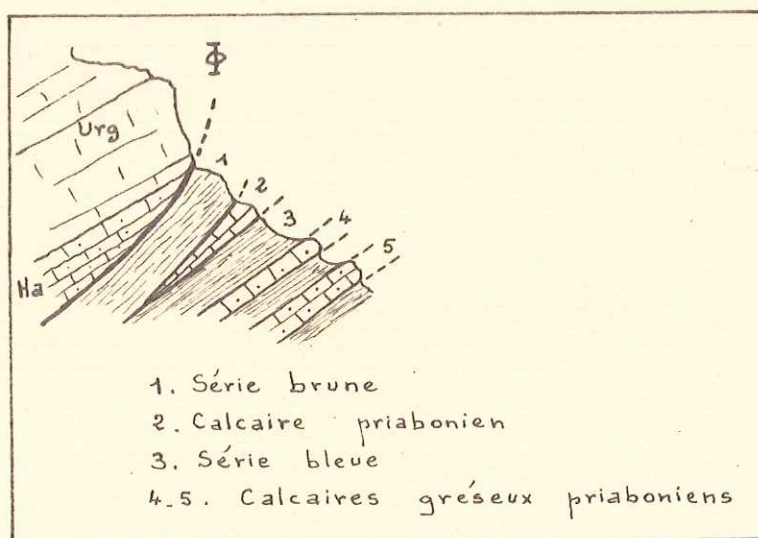
S.W.

N.E.



Croquis du chevauchement des Suets

(dessiné à l'Oratoire 764m des Fontaines)



Détails du chevauchement des Suets

Entre la Pointe de Bellegarde et la Pointe Rousse des Chambres, le synclinal du lac du Foillis perd aussi de son importance vers l'Ouest où il est chevauché par du Mammulitique dont l'altitude est de 1500 m à l'Ouest et de 2400 m à l'Est (Photo 6).

En résumé, ce secteur nous a permis de mettre en évidence trois facteurs sur lesquels nous discuterons dans les conclusions.

- 1 - Relèvement d'axe de toutes les structures d'Ouest en Est
- 2 - Divergence des structures d'Ouest en Est : les Pré-alpes semblent avoir joué un rôle de butoir, en empêchant les plis de se développer normalement vers le Nord-Ouest; les plis ont alors tendance à prendre une orientation Ouest-Est.
- 3 - Toute la tectonique de ce secteur est commandée par le comportement de l'Urgonien qui réagit en formant des voûtes faillées et des synclinaux "éclatés". Lorsque le Sénonien subsiste, il se plisse pour son propre compte (col de Bossetan, synclinal de la Moujartière).

Enfin il faut noter la présence de failles de décrochement Nord Ouest-Sud Est qui peu à peu vont s'orienter Nord-Sud dans la partie orientale.

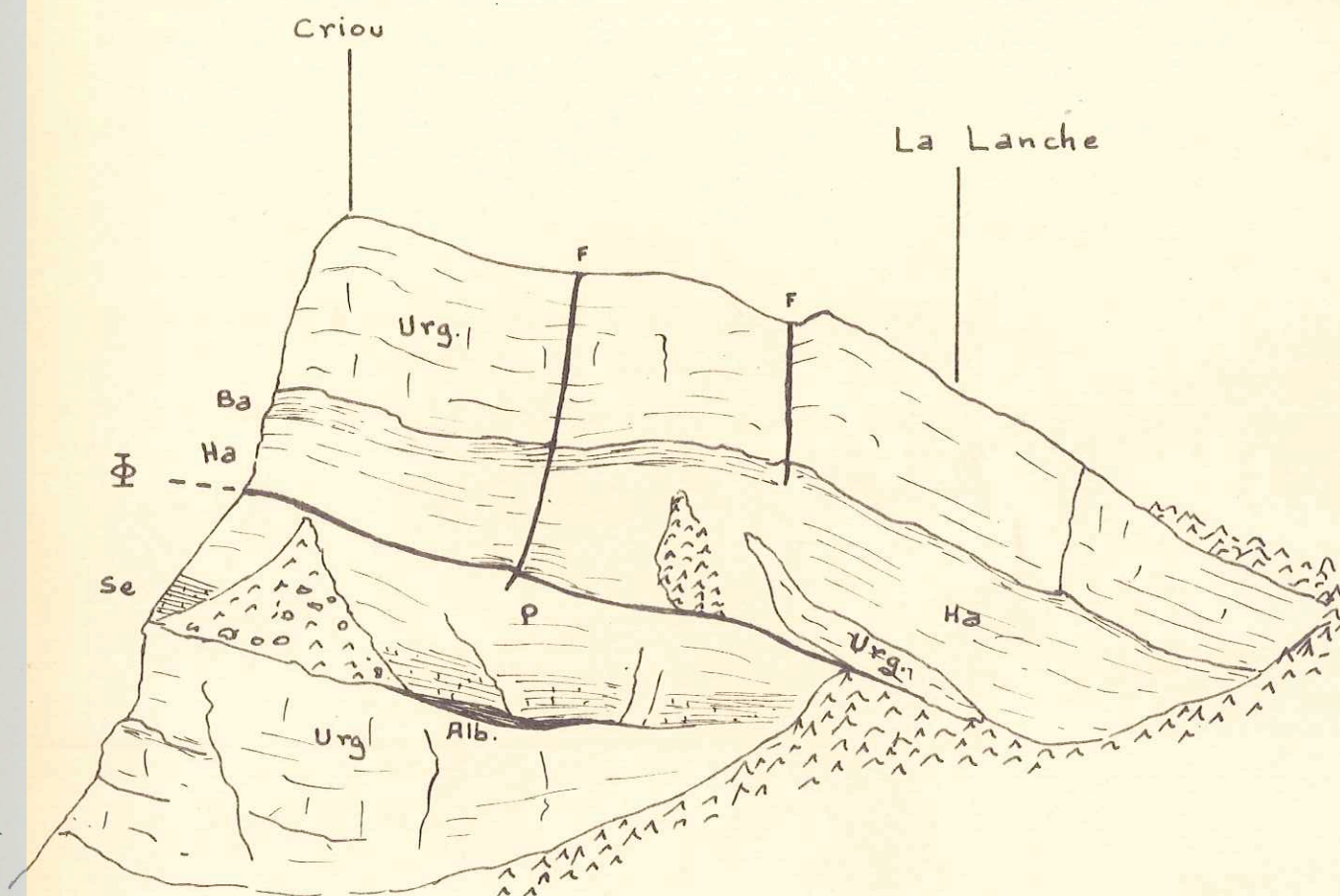
II - SECTEUR SUD-OUEST

La pointe du Criou et celle de Sans Bet appartiennent au même ensemble structural qui subit une forte élévation d'axe vers le Nord-Est. Le plan de chevauchement (Pl.15) est à 1600 m d'altitude sous le Criou et à 2300 m aux Grands Fats où la direction de la poussée semble se faire dans le sens Sud-Nord. Dans la paroi dominant le Clévieux, le plan de chevauchement est souligné par la présence d'une esquille urgonienne qui pénètre dans l'Hauterivien sus-jacent. En allant vers l'Est, le Priabonien se lamine pour donner, au-dessus des Eaux Froides, des écaillés emballant une lame d'Urgonien. Vers les Grands Fats, la série chevauchante se complète par du Valanginien et même par du Berriasien près des Chalets de Salvadon.

La pointe de Sans Bet, tête plongeante anticlinale, s'enfonce vers le Sud-Ouest sous la masse plastique du Berriasien et du Valanginien qui forment la base de la falaise, sous l'Ecorchoir.

N.E.

S.W.



- P Priabonien
- Se Sénonien
- Alb Albien
- Urg Urgonien
- Ba Barrémien
- Ha Hauterivien

Croquis montrant le chevauchement
du Criou (dessiné depuis la base des Suets)

Nous pouvons raccorder le chevauchement du Criou à celui de Sans Bet en notant toutefois la disharmonie existant entre le Malm et l'Urgonien. Du fait de l'élévation d'axe vers le Nord-Est et l'Est nous ne trouverons aucun témoin de cet accident vers l'Est, dans les niveaux du Crétacé moyen. Par contre, l'unité de Sans Bet se retrouvera vers le col du Sageroux, dans les plis du Jurassique supérieur.

III - AVOUDRUES

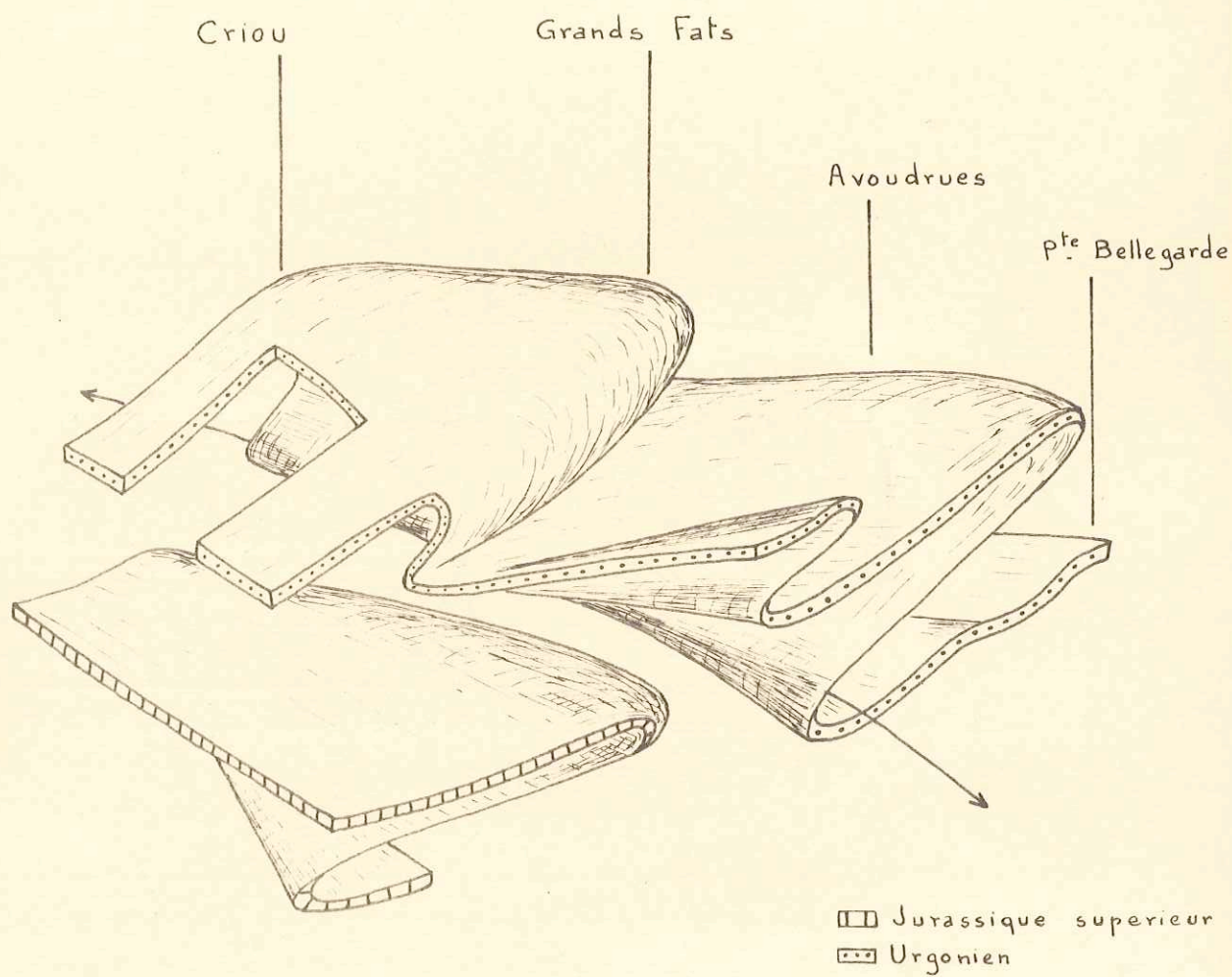
Ce massif possède une individualité certaine. Alors que son soubassement n'est que la bordure méridionale du synclinal du Vallon de Foillis, ses parties moyenne et supérieure sont constituées par un empilement de terrains crétacés. Les contacts anormaux sont pratiquement horizontaux mais on peut toutefois noter quelques failles très redressées à faible rejet.

Les coupes sérieées nous montrent l'existence de deux anticlinaux à tête plongeante, superposés et très laminés. En examinant le premier de ces anticlinaux nous voyons que son "coeur" est formé par une barre urgonienne que l'on ne trouve que sur le versant Sud des Avoudrues : il est normal de rattacher cet anticlinal à la série sous-jacente, c'est-à-dire, à celle de la Pointe de Bellegarde. Or, nous avons vu que le Criou lui-même, chevauchait le synclinal de Foillis-Bellegarde, mais à l'Ouest seulement. Il apparaît donc logique de réunir l'anticlinal chevauchant du Criou au premier anticlinal à tête plongeante, des Avoudrues. Sous les Grands Fats, l'anticlinal basal des Avoudrues disparaît à l'Ouest sous son homologue du Criou qui le chevauche vers le Nord-Nord Est (Photo 7).

Une telle disposition ne peut se comprendre que si l'on accorde aux Préalpes un rôle important : dans le cas particulier, elles ont provoqué ce mouvement vers le Nord-Nord Est de la dalle urgonienne du Criou qui semble monter à l'assaut des Avoudrues. Le décollement d'ensemble des terrains vers l'Ouest et ce mouvement "contrarié" se sont sans doute effectués simultanément. Il est possible qu'une faille de socle orientée Nord-Sud, ait favorisé la formation de ces plis. Sur le tectonogramme schématique ci-joint (Pl. 16) nous voyons comment se fait le raccord entre la série du Criou-Pointe Rousse et les anticlinaux que l'on peut noter dans les Avoudrues. En avant de la dalle urgonienne, déjà fortement plissée, le Sénonien se replisse lui-même de façon extravagante en se décollant légèrement. L'anticlinal supérieur des Avoudrues prend naissance rapidement sous les Grands Fats et se développe plus à l'Est, ce qui explique que la dalle supérieure urgonienne n'existe que dans la partie orientale du massif.

S.W.

N.E.



Raccord entre Criou - Avoudrues - Sans Bel

En résumé, on peut raccorder Criou et Avoudrues en mettant en évidence deux mouvements contradictoires dont la résultante est la superposition de deux unités tectoniques, primitivement peu différentes. D'autre part, puisque les structures du secteur Ouest-Nord Ouest divergent vers l'Est en un faisceau assez régulier, il est logique de penser que la dalle urgonienne de Bellegarde, s'étendait au moins jusqu'à Sans Bet car sous les Grands Fats, cette même dalle est déjà presque à la latitude du col de Très Cos : nous sommes donc ici en présence d'une légère virgation de l'axe des plis crétacés.

En ce qui concerne la dalle jurassique de Sans Bet, il semble que le même phénomène se soit produit : son extrémité Nord-Est chevauche légèrement vers l'Est et le lambeau situé à sa base pourrait être le témoin de ce mouvement.

Entre le Jurassique supérieur et l'Urgonien interviennent les terrains très plastiques du Crétacé inférieur : cela explique que nous devons avoir des replis assez marqués dans le Jurassique supérieur, à la longitude de Samoëns, puisque, dans l'Urgonien existe déjà un chevauchement important : mais nous verrons dans le paragraphe suivant que ce phénomène s'accompagne d'une complication progressive du Sud Ouest au Nord Est, déjà sensible au niveau de l'Urgonien (Pointe de Tuet - Dents Blanches).

IV - DE NANT-BRIDE A LA TOUR SAINT HUBERT

Nous entrons ici dans un domaine essentiellement jurassique dans lequel il faut considérer deux sortes de problèmes : ceux de Sambet-Vogealle et ceux du Fond de la Combe. Les Montagnes de Sageroux permettront, dans une troisième partie, de voir comment se fait le passage des plis en Suisse.

A - LES PLIS DE SANS BET ET CEUX DE LA VOGEAILE

Dès le village de Nant-Bride, sur la rive droite du Giffre, nous pouvons voir la superposition de deux niveaux de Jurassique supérieur qui sont affectés par l'abaissement général des axes vers le Sud-Ouest; à Sixt, ces barres sont au-dessous du niveau d'érosion : celle qui forme la Joux de Salvadon va rejoindre Sambet où elle constitue une tête anticlinale plongeante dont l'origine est cachée par les alluvions du Giffre et nous avons vu de quelle façon l'on pouvait rattacher le Criou à Sambet en faisant intervenir la plasticité des terrains du Crétacé inférieur. La dalle inférieure de Jurassique que l'on aperçoit dès Nant-Bride, se

continue de façon très régulière pour passer sous Sambet à l'altitude de 1800 m, puis sous la Pointe de Bellegarde où des complications locales se produisent : nous trouvons ici deux anticlinaux chevauchant vers le Nord (Photos 8 et 9); ces replis surmontent les dalles jurassiques de la Vogealle où l'on note des charnières plus régulières et moins tectonisées.

Dès lors, Sambet apparaît comme une unité supérieure à celle qui va former le verrou de la Vogealle : pour trouver son homologue, il faut considérer les replis très accusés des Bécards et de la Tour St Hubert où l'empilement est beaucoup plus serré. Il est d'ailleurs plus logique de raccorder Sambet à la Tour Saint Hubert car les complications de la Vogealle paraissent bien correspondre aux plis des Bécards. Partant de ces observations il apparaît que la complication des plis est beaucoup plus importante au Nord-Est (Tour St Hubert et Tenneverge) que dans la région de Sixt. On peut donc penser que le pli qui peu à peu, va donner naissance à Sambet et aux plis de la Tour St Hubert, va être d'une amplitude plus faible au niveau de Sixt, bien qu'à cette longitude, l'Urgonien soit déjà fortement chevauchant : donc ici, deux phénomènes vont agir simultanément :

- 1) Complication des structures vers le Nord-Est
- 2) Disharmonie très accusée entre Urgonien et Jurassique supérieur, au Sud-Ouest.

De plus, les plis chevauchant vers le Nord, près du Refuge de la Vogealle (photos 8 et 9) ont sans doute la même origine que le chevauchement des Grands Fats dont j'ai parlé à propos des Avoudrues (Pl. 16).

Considérons maintenant la direction de l'axe du pli de Sambet. Par suite de sa complication progressive vers l'Est, cette tête anticlinale se développe tout d'abord avec un axe orienté Nord Est; ensuite nous avons vu qu'elle se rattache à un des plis de la région Bécards-Tour St Hubert, ce qui implique l'existence d'une virgation dirigée Ouest-Est, tandis que la surface jurassique de la Vogealle, localement compliquée, garde une orientation Nord-Est pour ses axes : la virgation aura lieu au Nord-Ouest du Mont Ruan, dans le Vallon de Clusanfe, où l'on retrouve des replis de Jurassique très laminé, orientés Ouest-Est.

En conclusion, nous constatons qu'au sein même du Jurassique supérieur, des phénomènes de torsion se produisent entre des ensembles de plis superposés : nous verrons, dans les conclusions générales, de quelle manière ces observations s'insèrent dans le contexte de la Tour Saillièr.



Photo E

Fond de la Combe
Charnières visibles dans le Malm.
La vire supérieure boisée est oc-
cupée par le Callovo-Oxfordien.

B - LES PLIS DU FOND DE LA COMBE

Nous nous trouvons ici en présence de calcaires du Jurassique supérieur, fortement replissé sur lui-même (photo E), qui, bien que situé à une altitude de 1200 m, se raccorde aux plis de la Vogealle, en une grande voûte anticlinale dont le cœur se situe dans le Bajocien et le Callovo-Oxfordien du Doret : d'ailleurs cela se confirme par la présence de la série renversée du Fond de la Combe. Jusqu'à présent les hypothèses tendaient à faire de ces plis, le flanc inverse d'une nappe, et on les raccordait volontiers au "Malm autochtone" de la bordure Ouest des Aiguilles Rouges.

Je pense que ces plis sont plutôt le résultat tangible de la complication brutale qui se produit dans le décollement et l'empilement des plis : ce phénomène est facilité par la disharmonie existant entre Urgonien et Jurassique. Or, à la longitude du Fond de la Combe, dans le Crétacé, les Dents Blanches offrent déjà une tectonique assez souple qui est, en tous points, compatible avec les grands plis du Jurassique du Fond de la Combe.

C - LE DOMAINE CRETACE (Photos 10, 11, 12, 13, 14)

Dans les montagnes de Sageroux on note seulement une structure synclinale dans l'Hauterivien-Barrémien, tandis que Valanginien et Berriasien sont affectés par de très nombreux replis disharmoniques. Les Dents Blanches commencent à se déverser vers le Nord-Nord Ouest et peu à peu, dans les Dents du Midi, ce mouvement va s'accroître. C'est ainsi que l'anticlinal de Bossetan aboutira à la Pointe de la Gagnerie qui chevauche le Nummulitique du Val d'Ille, près du col du Jorat. A cette latitude, l'axe des structures des Dents du Midi est Ouest-Est.

D - CONCLUSIONS

C'est dans ce secteur que vont s'élaborer les structures "empilées" de la zone Ruan-Tenneverge. D'autre part, la complication progressive Sud Ouest-Nord Est, est jalonnée par la Pointe de Sambet et aboutit aux replis très significatifs de la Tour St Hubert. Ces observations confèrent donc à ce secteur, un caractère bien particulier : celui de zone de transition.

V - CHAÎNE MONT RUAN-TENNEVERGE

Que l'on soit au centre même du Fer à Cheval (Photo 15) sur la Pointe Rousse des Chambres (Photo 16) ou dans le vallon de Tenneverge (Photo 17), ce qui frappe c'est l'empilement du Jurassique supérieur et du Berriasien, sur une même verticale, l'ensemble reposant sur un soubassement bajocien, très replissé, qui forme les falaises jusqu'à une altitude de 1800 m environ. Ce Bajocien, au niveau du Boret, s'injecte de façon très souple, dans la voûte anticlinale, alors que sur la rive gauche du Fond de la Combe, il se replisse trois ou quatre fois sur lui-même. Au-dessus viennent les vires callovo-oxfordiennes à partir desquelles va débiter l'empilement de la chaîne Ruan-Tenneverge.

Au-dessus de l'Argovien du Col de Tenneverge, l'anticlinal du vallon de Tenneverge se prolonge en Suisse sous le glacier des Rousses. De part et d'autre de cet anticlinal très laminé, vont se développer des plis dont les termes inférieurs passent en continuité aux structures de la Tour Saint Hubert : on note toutefois quelques laminages sous le glacier du Ruan. Les termes supérieurs montrent des charnières bien nettes et les replis, qui forment les sommets, tels que la Tour de Prazon et le Grand Mont Ruan, vont se joindre à ceux de la Tour Saillièrre dont la partie Sud-Est, est un magnifique anticlinal chevauchant vers le Nord.

Les plis de la Tour Saint Hubert et des Bécards se retrouvent en Suisse sur la rive droite du vallon de Clusanfe, mais à l'état de lames intercalées dans les schistes du Crétacé inférieur, et forment les replis inférieurs de la paroi Nord de la Tour Saillièrre.

Il est probable que le grand anticlinal, dont le flanc inverse provoque la réapparition du Jurassique supérieur du Fond de la Combe, se débite en lames anticlinales au Nord. Son axe subit alors un changement de direction assez brutal et devient Ouest-Est sous la Tour Saillièrre, dont les Dents du Midi représentent la couverture disharmonique et déversée dans la direction Sud-Nord. On assiste là à un mouvement tournant déjà visible au Fond de la Combe (Photo E) où les plis ont leur axe oblique par rapport à celui de la Combe; cela indique l'existence d'une zone de serrage très intense à la latitude du Ruan et de la Tour Saillièrre (Photos 18 et 19). Nous verrons dans les conclusions comment l'on peut insérer la tectonique du massif de Sixt dans le contexte général de la zone helvétique.

VI - RIVE GAUCHE DU GIFFRE

Ce secteur, étudié plus en détail par X. PIERRE, montre également l'élévation d'axe des plis du Jurassique supérieur, avec une amorce de virgation dans la partie Nord-Est des Frêtes du Grenier de Commune qui forment un ensemble, supérieur tectoniquement, aux plis du Tenneverge. Donc les plis de la chaîne Ruan-Tenneverge ont leur origine occidentale, dans la série de Commune : nous avons ici le déploiement, d'Ouest en Est, d'un éventail dont le point de divergence se situerait, à peu près, à Sixt.

D'autre part, il faut noter que la virgation sommitale des Frêtes de Commune et le mouvement, apparemment aberrant des Faucilles de Chantet, joints aux observations que j'ai indiquées, plus haut dans le texte, à propos du vallon de Clusanfe et de la Tour Saillière, m'amène à donner plus d'ampleur à cet éventail de Sixt dont l'aboutissement sera la nouvelle interprétation tectonique de la région.

CONCLUSIONS GENERALES

Après un essai de synthèse paléogéographique concernant le massif de Sixt proprement dit et son cadre, plus vaste, des Hautes Alpes calcaires, nous essaierons, dans une deuxième partie, de dégager les idées essentielles et les hypothèses que l'on peut avancer actuellement sur la tectonique de cette région. Nous utiliserons les cartes FINHAUT et St MAURICE au 1/25.000, pour essayer de faire un raccord avec le domaine suisse.

I - PALEOGEOGRAPHIE

A - Transgression triasique :

Elle débute par les niveaux grossiers de quartzites auxquels font suite des argiles rouges et vertes; au-dessus viennent des cargneules et brèches dolomitiques. Ces dépôts triasiques sont les témoins d'une mer encore peu profonde.

B - Emersion liasique des Aiguilles Rouges et mer du Lias :

Sur l'axe actuel de ce massif cristallin le Lias est absent; on ne le trouve que dans deux zones :

- le bassin de Chamonix
- la bordure occidentale des Aiguilles Rouges.

Pour certains auteurs ces deux bassins n'en formeraient, en réalité, qu'un seul, puisque la zone sédimentaire de Sixt serait originaire du synclinal de Chamonix.

Nous pensons au contraire que, dès le Rhétien s'est individualisée à l'Ouest des Aiguilles Rouges, une zone en tous points semblable à celle des Aravis, des Bauges, de la Chartreuse. Ce bassin de Sixt devait être accidenté de hauts fonds dus à la présence du géanticlinal helvétique très proche. Il se poursuit en Suisse par la zone du Val d'Illeiez à faciès peu épais tandis qu'au Sud il passe normalement aux Aravis et aux chaînes subalpines dauphinoises.

Dans le Massif de Sixt, je n'ai rencontré qu'un Lias réduit qui matérialise peut-être un haut fond local. X. PIERRE a fait

une observation peu différente dans le torrent des Fonts (1) et près des chalets de Moëde, et DE LOYS a signalé près du col du Jorat la présence de Lias peu épais.

Après l'épisode plus profond du Lias inférieur, le Lias moyen est néritique et le faciès devient plus bathyal au Lias supérieur avec toutefois quelques épisodes littoraux.

C - La sédimentation du Bajocien-Bathonien-Callovien-Oxfordien :

La mer s'avance jusqu'au Belvédère des Aiguilles Rouges où elle transgresse le Trias; elle se suit jusqu'au Col du Jorat où les dépôts bajociens sont peu épais tandis que dans le bassin de Sixt nous avons une sédimentation rythmique qui devient peu à peu plus grossière (brèches dolomitiques et calcaires gréseux grossiers).

La mer s'approfondit au Bathonien et les sédiments deviennent plus fins. Cependant il y a quelques récurrences continentales (oolithes ferrugineuses du Boret).

D - La transgression du Jurassique supérieur :

Débutant à l'Argovien, elle se poursuit au Malm en donnant des faciès réduits près de l'axe du géanticlinal helvétique (col du Jorat, col d'Emmaney pour la partie occidentale des Aiguilles Rouges). Le même phénomène devait avoir lieu dans la zone de Chamonix (Croix de Fer).

A la partie supérieure, dans la zone de sédimentation épaisse du Jurassique (bassin de Sixt) apparaissent les brèches terminales qui indiquent la proximité de terres émergées : les dépôts sont peu profonds et rappellent les faciès pürbeckiens du Jura.

E - Les séquences du Crétacé inférieur :

Après les dépôts fins et assez profonds du Berriasien inférieur, le Berriasien calcaire est à nouveau très néritique. Le Valanginien et l'Hauterivien présenteront les mêmes séquences qui indiquent des oscillations régulières du bassin de sédimentation.

(1) - Toutefois la série est beaucoup plus complète et plus épaisse que dans la région du Pelly.

A la fin de l'Hauterivien, il y aura émergence par endroits (hard-ground des Avoudrues).

F - La sédimentation du Crétacé moyen et supérieur :

Avec le Barrémien la mer s'approfondit mais les faciès ne sont pas pélagiques. L'Urgonien se caractérise ensuite par des dépôts périrécifaux, peu profonds, organodétritiques et graveleux; sa partie sommitale passe insensiblement aux formations gréso-conglomératiques de l'Aptien supérieur et de l'Albien, déposées à faible profondeur.

Le Cénomaniens marque un retour à une sédimentation plus pélagique, qui va se développer surtout au Crétacé supérieur dont la partie terminale montre, cependant, des niveaux rubéfiés et des passées bréchoides : les paléoreliefs qui vont alors prendre naissance, favorisés peut-être par des failles de socle, orienteront la sédimentation nummulitique.

G - Transgression nummulitique :

Au Lutétien marin, qui s'étend au Nord-Est jusqu'au vallon des Chambres, fait suite un épisode laguno-lacustre. Dès la base du Priabonien la sédimentation marine réapparaît mais en restant toutefois assez grossière (quartz, glauconie) : le faciès devient plus fin avec la "série bleue" qui passe insensiblement à des conditions plus détritiques dont l'aboutissement sera le dépôt des grès de Taveyannaz. Il faut noter que dans le Massif de Sixt le Nummulitique transgresse tantôt le Crétacé supérieur, tantôt l'Albien ou l'Urgonien. Par contre, sur la bordure des Aiguilles Rouges, nous le trouvons (feuille St Maurice) sur du Malm à faciès réduit (col du Jorat) dans la région du Val d'Illiez, il s'étend largement entre les massifs cristallins, et les Préalpes en gardant, des caractères sensiblement identiques à ceux du Nummulitique du Massif de Sixt.

II - CONCLUSIONS TECTONIQUES

Nous rappellerons tout d'abord quelques faits d'observations pour décrire ensuite la tectogénèse du Massif de Sixt, puis nous essaierons de dégager les principaux traits d'une nouvelle interprétation tectonique en indiquant, pour conclure, l'orientation des recherches futures.

A - Faits d'observations :

Les chaînes subalpines de la Chartreuse et des Banges montrent un plissement déjà souple et l'on note sa progressive complication jusqu'aux Aravis où l'influence des Préalpes est sensible; en traversant l'Arve nous pénétrons dans le soubassement du Désert de Platé : il est difficile alors de passer brutalement de la couverture des massifs cristallins externes, simplement froncée sur place après décollement (conclusions de J.ROSSET en 1957 sur les Aravis) à une nappe dont le flanc inverse serait caché par les alluvions de l'Arve. De plus, les conclusions paléogéographiques auxquelles nous sommes arrivés diffèrent peu de celles de J.ROSSET. Plus au Nord, le Massif de Sixt prend un caractère de zone de transition marquée par la différence de style existant entre la chaîne des Fis, les Faucilles de Chantet (analogues aux plis d'Arpenaz) et les plis du Fond de la Combe ou ceux du Tenneverge.

A cette latitude l'imposante masse des Préalpes du Chablais, vient donner à la zone subalpine la forme d'un biseau; entre les deux lignes, séparées par 8 km, nous avons :

- 16 km entre le Mont Oreb et les Préalpes de Samoëns
- 12 km entre les Préalpes et le Col d'Emmaney

Ces Préalpes ont servi de butoir aux terrains subalpins qui se sont plissés à la fin du Miocène. Les structures frontales de la zone subalpine (comme la voûte urgonienne de Bossetan) sont assez régulières (Photo 2) ce qui prouve que la rigidité de cette masse a supporté le choc dû à l'emboutissement mais, par glissement différentiel, les structures jurassiques ont réagi en se replissant fortement sur elles-mêmes. Comme elles ne pouvaient se développer dans la direction Est-Ouest par suite de la présence de ce frein, le mouvement de décollement, possédant sans doute une composante Nord-Ouest, s'est accentué vers le Nord : cela nous permet de comprendre de quelle façon les Dents du Midi ont alors pu se déverser régulièrement vers le Nord Ouest-Nord.

Au Pelly, nous avons constaté que la série, au-dessus des schistes cristallins, était continue sinon très épaisse : la même observation a été faite au Cirque des Fonts où le Lias prend plus d'importance. De plus X.PIERRE, à Moëde, a remarqué, qu'au contact du Cristallin des Aiguilles Rouges, au-dessus du Trias, la série du Lias et du Bajocien se comportait de façon très souple, très certainement décollée de son substratum : cela expliquerait l'empilement important des terrains liasiques du Buet qu'il faudrait alors replacer dans leur position originelle, plus à l'Est : à ce moment là, la région de Moëde aurait joué le rôle de haut fond au Lias.

Il faut noter en outre les virgations visibles en deux points dans le massif de Sixt; les plis du Fond de la Combe ont une direction axiale Nord 75° Est, c'est-à-dire, oblique par rapport à celle des Aiguilles Rouges (Nord 50° Est) et celle des plis supérieurs. De plus aux Frêtes du Grenier de Commune, K. PIERRE souligne la présence d'un changement d'orientation du synclinal berriasien sommital : ces observations, jointes à la présence de "plis contrariés" (Avoudrues) confirment l'importance, dans cette région, du serrage, qui va donner naissance à "l'éventail de Sixt" et qui peut avoir deux causes : une cause superficielle due aux Préalpes, une autre **profonde** due à des mouvements de socle. La conséquence des deux phénomènes est l'empilement à l'arrière des Préalpes et le déversement fluidal très important au Nord où l'on note la présence d'une série, appartenant au flanc inverse de l'anticlinal complexe de la Tour Saillièrre, superposée à une série jurassique encore très réduite.

D'ailleurs dans ce jeu de forces, les Préalpes n'auraient-elles pas pu jouer le rôle de surcharge F imposée à l'Ouest, et provoquant dans le socle le serrage F' dirigé vers l'Est ? F' s'opposerait à la poussée F" du socle (dirigée vers l'Ouest). F est peu différent de F'. La résultante de ces forces est f dirigée vers l'Ouest (décollement dû au plan incliné originel) et vers le Nord (serrage lié à l'absence d'obstacles préalpins).

B - Hypothèses d'une tectogénèse :

Nous venons de voir que l'on pouvait, dans le massif de Sixt, envisager l'existence d'un bassin de sédimentation, en tous points semblable à celui où se sont déposés les sédiments subalpins plus méridionaux. Dès le Lias, les Aiguilles Rouges ont acquis leur caractère géanticlinal et l'on peut concevoir leur bordure occidentale comme étant une véritable flexure, permettant une variation latérale de faciès très brutale. Pendant toute la sédimentation mésozoïque ce haut fond a gardé son caractère, séparant ainsi "l'avant fosse subalpine s.l." en deux zones : celle du Val d'Illeiez, Sixt, et Désert de Platé à l'Ouest, et celle de Chamonix et du Mont Blanc à l'Est des Aiguilles Rouges.

Dès lors les deux fosses vont évoluer simultanément et séparément. Quelques mouvements embryonnaires vont se produire au sommet du Malin, à l'Hauterivien supérieur et au Crétacé supérieur : la couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges occidentales se décolle tandis que les Préalpes se mettent en place au Chattien et serviront de butoir aux plis subalpins. Pendant que se prépare la surrection des Aiguilles Rouges au Miocène, celles-ci surgissent au Ponto-Pliocène et prennent leur altitude actuelle par une tectonique essentiellement verticale; dans cette phase le massif du Mont

Col de Darmanet

Blanc, comprimé en profondeur, se déverse sur la zone de Chamonix qui, selon C.BORDET (1961) correspondrait à une fracture profonde du socle et ne serait qu'un "joint tectonique" plus interne que le synclinal médian de Belledonne. C'est alors que se mettent à glisser les terrains subalpins, sur le plan incliné du flanc occidental des Aiguilles Rouges.

vers l'avant

Il est probable que des failles anciennes aient rejoué pendant cette phase de mise en place des plis. En effet, l'apparition du Cristallin du Pelly et du Trias des Fonds, alignés suivant une direction Nord 30° Est, pourrait être liée à une faille de socle. La vallée glaciaire du Fond de la Combe, aurait alors elle-même une origine tectonique de même nature. D'autre part, le brusque changement de direction de la vallée du Giffre entre les Tines et Samoëns ainsi que l'ensellement entre Suets et Pointe de Tuet, pourraient être eux aussi liés à des failles Nord Ouest-Sud Est (c'est d'ailleurs peut-être à une faille de ce type que seraient dus les "mouvements contrariés" des Avoudrues et la virgation des Faucilles de Chantet).

Il faut noter que H.A.BUXTORF cite la faille du lac de Gers orientée Nord Ouest-Sud Est, tandis que C.BORDET a signalé la grande faille du Prarion Nord-Sud. Peut-être serions nous là en présence d'un système de failles profondes matérialisant, sous la couverture sédimentaire, la présence de claveaux divergents, témoins du mouvement général de l'arc alpin ? la direction de la vallée de l'Arve entre Cluses et Sallanches (Nord Ouest-Sud Est) pourrait également avoir la même origine.

Pour conclure nous pouvons rappeler la disharmonie existant entre Urgonien-Malm et Bajocien, ce qui entraîne une tectonique propre à chaque étage : la complication des plissements est progressive vers les termes inférieurs. (Pl. XIII).

C - Essai d'une nouvelle interprétation tectonique; raccords avec les Dents du Midi et la Tour Saillièrre :

Partant des observations énoncées plus haut nous avons essayé de replacer le massif de Sixt dans le contexte des Dents du Midi et de la Tour Saillièrre.

Le changement de direction des Dents du Midi qui deviennent Ouest-Est à la latitude du col du Jorat, nous permet de penser que le même phénomène se présente au niveau du Jurassique de la Tour Saillièrre : d'ailleurs nous avons vu que des changements de direction notables étaient visibles dans le Massif de Sixt. Le

mouvement s'accroissant vers le Nord nous aurions bien un grand anticlinal chevauchant une série à faciès plus réduit au Col du Jorat. Cette complication est la résultante du serrage profond et de l'absence des Préalpes au Nord, ce qui permet l'étalement des structures. Nous avons essayé de rendre compte du phénomène sur le tectonogramme schématique (Pl. 17).

Remarque : A Vieux Emosson, G.F. AMBERGER signale la présence de Calpionelles dans des calcaires très recristallisés, en bordure des Aiguilles Rouges; nous pensons néanmoins que ces niveaux sont triasiques : il faut noter que dans le Carnien de Sicile (1) des organismes très voisins des Calpionelles, ont été signalés. En admettant cependant que ce Malm réduit existe, il faudrait alors supposer l'existence d'une faille bordant la flexure des Aiguilles Rouges et favorisant un "rétromouvement" vers l'Est des séries bajociennes qui chevaucheraient ce Malm : cela semble pourtant difficile à concevoir bien que de tels rétro-mouvements liés aux failles de socle, soient possibles surtout dans la partie méridionale du massif de Sixt (voir les travaux de X. PIERRE).

D - Orientation des recherches :

L'essai de nouvelle interprétation proposée plus haut, nous amène à envisager trois points particuliers qui feront l'objet d'études ultérieures :

1) Etude structurologique

Celle-ci permettrait de savoir exactement où et comment se produisent les changements d'axe des plis : elle nécessite de nombreuses mesures rendues parfois difficiles du fait même de la configuration du terrain.

2) Bordure occidentale des Aiguilles Rouges

Ceci afin de fixer la limite méridionale du Jurassique supérieur à faciès réduit.

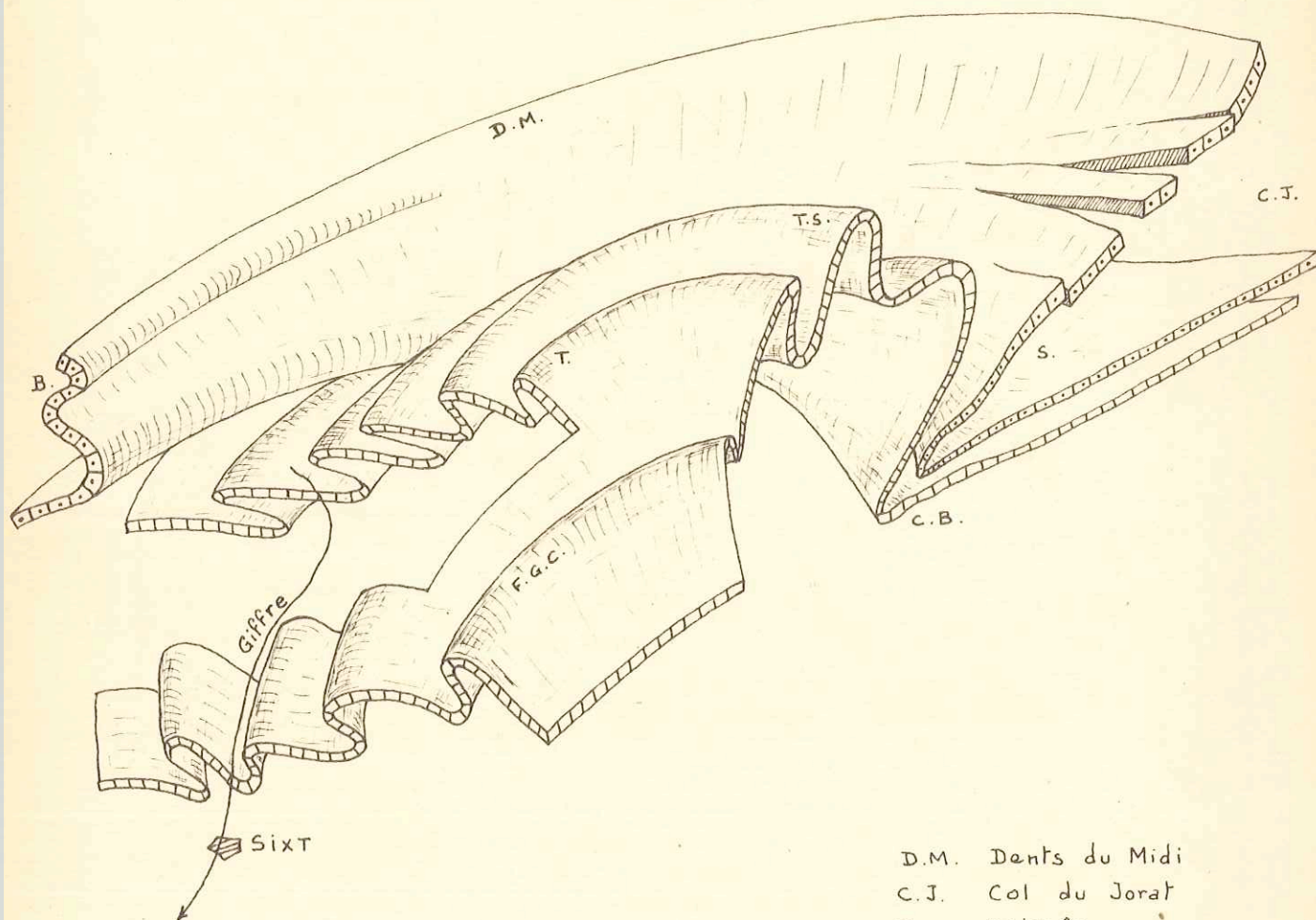
3) Massif de Sixt et Dent de Morcles

En examinant la carte au 1/200.000 de la Suisse, on constate que la zone Chamonix-Martigny vient converger avec celle de Val Ferret pour donner une seule zone : celle de Sion dans la vallée du Rhône. La Dent de Morcles semble donc avoir son origine dans une zone plus interne que celle de Chamonix (Pl. 18).

(1) - Agip Mineraria S. Donato Milanese "Microfacies italiane"

W.

E.



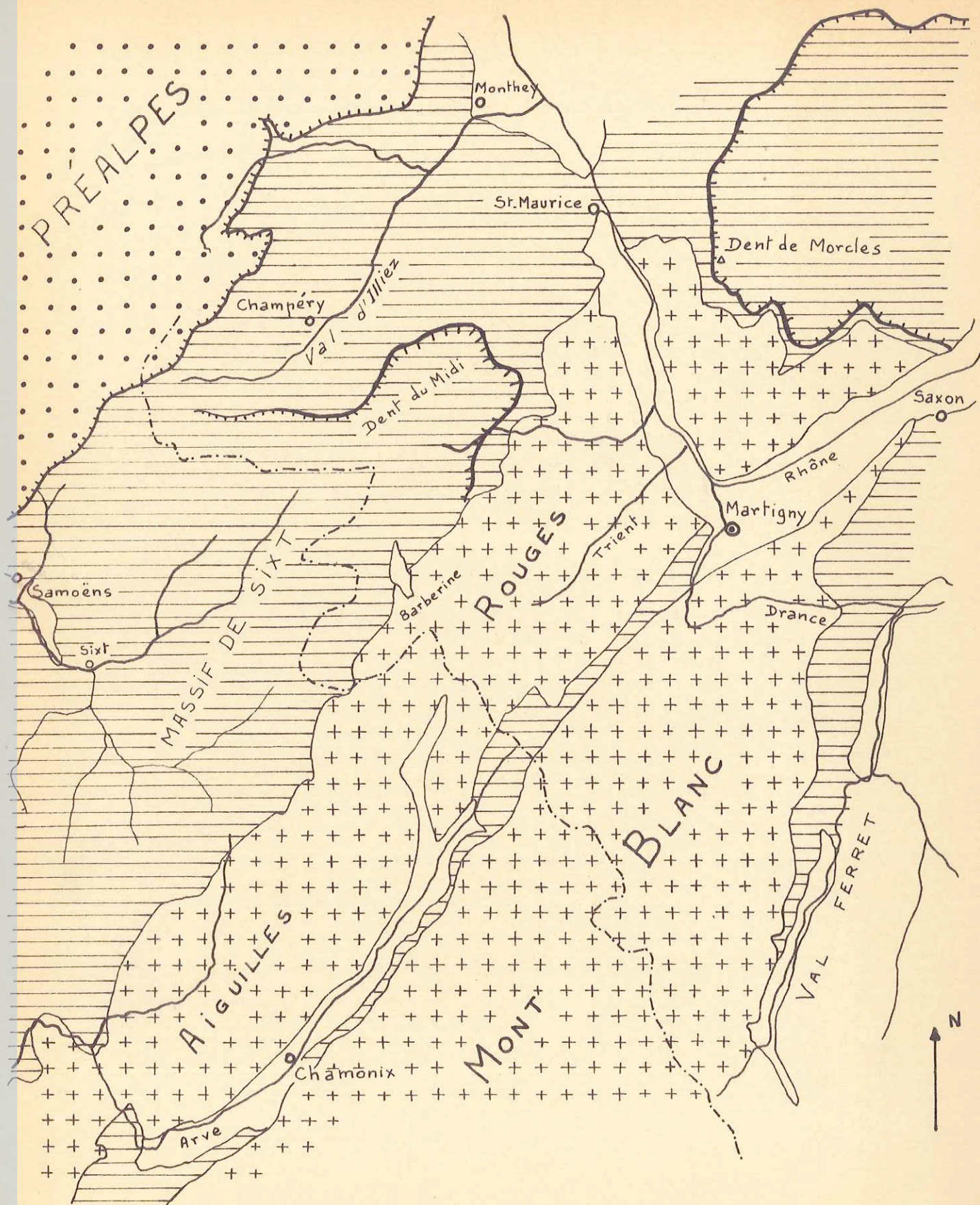
- D.M. Dents du Midi
- C.J. Col du Jorat
- S. Salanfe
- C.B. Col de Barberine
- T.S. Tour Saillièr
- T. Tenneverge
- F.G.C. Frêtes du Grenier de Commune
- B. Bossetan

Essai de

Nouvelle interprétation tectonique du

Massif de Sixt

(Raccords avec les Dents du Midi et la Tour Saillièr)



Massif de Sixt et Dents de Morcles

B I B L I O G R A P H I E

* * *

ABREVIATIONS

B.S.G.F.	Bulletin de la Société géologique de France
C.R.A.S.	Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris)
T.L.G.G.	Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble
B.S.C.G.F.	Bulletin du Service de la Carte Géologique de France
C.R.S.P.H.N.G.	Comptes rendus des Séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
E.E.G.H.	Extrait des Eclogae geologicae Helvetiae
C.R.S.G.F.	Comptes rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France (Paris)

Agip Mineraria 1959	Microfaciès italiane S.Donato Milanese
AMBERGER (G.F.) 1960	L'Autochtone de la partie Nord-Ouest du Massif des Aiguilles Rouges (Hte Savoie et Valais) Thèse n° 1312. Publications du Laboratoire de Géologie de l'Université de Genève n° 108.
BORDET (C) 1961	Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises) Ministère de l'Industrie (Mémoire de la carte géologique détaillée de la France)
CAROZZI (A) 1951	Sédimentation rythmique dans la nappe de Morcles Aravis Publ. du Lab. Geol. de l'Univ. de Genève n° 47.
1952 (a)	Tectonique, courants de turbidité, sédimentation Application: Jurassique supérieur des chaînes sub-alpines de Haute Savoie (Rev. gén. Sc. pures et appliquées t. LIX n°s 7-8. p. 229-245 in 8° 4 fig.)

- 1952 (b) Microfaune déplacée dans les niveaux remaniés du Malm supérieur de la nappe de Morcles (Hte Savoie)
Arch.des Sc.Genève vol.5 fasc.1 p.39-42.
- 1953 Données micrographiques sur le Crétacé supérieur helvétique (Autochtone) Nappe de Morcles et du Wildhorn
Bull.Inst.Nat.Genève t.LVI 76p.in 8° 19 fig.

Carte de la Suisse Géologique au 1/200.000 (Région Sud-Ouest)

- COAZ (A) 1932 a) Sur le Néocomien de la Nappe de Morcles Aravis
b) La limite entre le Jurassique et le Crétacé du Col des Aravis au Col de Sageroux (Hte Savoie)
C.R.S.P.H.N.G. vol.49 n°2 p.110-114.
- COLLET (L.W.) 1904 Etude géologique de la Chaîne Tour Saillièr - Pic de Tenneverge avec carte au 1/50.000
Mat.Carte geol. Suisse XIX° livr.Berne
- 1906 Note sur la tectonique du Massif du Ht Giffre
Arch.des Sc.Genève t.XXII p.544.
- 1909 a) Sur l'Infravalanginien du Massif Dent du Midi - Pic de Tenneverge
Arch.Sc.phys.et Nat. 114° année 4° période t.XXVIII.
- b) Géologie de la Pointe de Sambet
Arch.Sc.phys.Genève 114° année 4° période t.XXVII.
- 1910 a) Sur la présence de Cénomaniens fossilifères dans les Alpes calcaires de la Hte Savoie
C.R.A.S. 24 janvier 2 p.
- b) Les Htes Alpes calcaires entre Arve et Rhône
(Mem.Soc.Phys.et Hist.Nat.de Genève vol.36 fasc.4.
- 1917 Sur la présence d'une lame de mylonite dans la Tour Saillièr (versant d'Emmaney)
C.R.S.P.H.N.G. 7 juin
- 1923 a) Le Bajocien du Col de Tenneverge (nappe de Morcles)
C.R.S.P.H.N.G. vol.40 n°3 p.134
- b) L'Argovien des Htes Alpes calcaires (nappe de Morcles) entre Rhône et Arve et des Aiguilles Rouges
C.R.S.P.H.N.G. vol.40 n° 3.
- 1933 Les mylonites gneissiques du versant Sud de la nappe de la Tour Saillièr
C.R.S.P.H.N.G. vol.50 p.212-216.

- 1935 La limite Jurassique-Crétacé au Mt Ruan 3047 m (nappe de Morcles)
C.R.S.P.H.N.G. vol.52 n°3.
- 1936 Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique Crétacé
E.E.G.H.vol.29.p.283-290.
- 1937 Nouveaux profils de la vallée de l'Arve entre le Col de Châtillon et Passy et de la Tour Saillièr
E.E.G.H.vol.30 p.293-300.
- 1940 Compléments sur la géologie de la région de Barm
(Champéry)
C.R.S.P.H.N.G.vol.57 p.259-261.
- 1943 La nappe de Morcles entre Arve et Rhône
Mat.Carte géol.Suisse Nouvelle série 79° livr.

COLLET (L.W.)
BUTLER (H) & JAYET(A) } 1926 Sur la présence de Cénomani
calcaires du Genevois
C.R.S.P.H.N.G. vol.43.n°3.

COLLET (L.W.) &
CAROZZI (A) } 1947 Sur la découverte de débris de Characées dans les
brèches du Malm supérieur au Mt Ruan (Nappe de Morcles)
C.R.S.P.H.N.G. vol.64 n°1.

COLLET (L.W.) GAGNEBIN(E)
LILLIE (A) LOMBARD (A)
OULIANOFF (N) et
VERNIORY (R) } 1937 Compte rendu de l'Excursion géologique dans
les Préalpes externes et internes entre les vallées de l'Arve et du Giffre (Hte Savoie, France) et dans les Htes Alpes calcaires (Nappe de Morcles) de Barberine à St Maurice par Salanfe (Valais)
E.E.G.H. vol.30 n° 2.

COLLET (L.W.) &
GYSIN (M) } 1941 Les grès de Taveyannaz dans les Dents du Midi
C.R.S.P.H.N.G. vol.58 n°1. p.47-51.

COLLET (L.W.) &
LILLIE (A.) } 1935 Sur la présence de calcaires lacustres dans la série nummulitique du Col de Bostan
C.R.S.P.H.N.G. vol.52 p.42-44.

1938 Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône
E.E.G.H.vol.31 n° 1. p.105-123.

- COLLET (L.W.) & } 1928 Sur la présence du plan de chevauchement de la nappe
LOMBARD (A) } de Morcles dans le Fer à Cheval de Sixt
C.R.S.P.H.N.G. vol.45 n° 2.
- 1935 Profil géologique du vallon de la Vogealle (Alpes de
Sixt, Hte Savoie)
C.R.S.P.H.N.G. vol.52 n° 3.
- 1939 Le Flysch de l'arête de Berroy entre le Col de Cou
et les Dents Blanches de Champéry
C.R.S.P.H.N.G. vol.56 p.87-88.
- COLLET (L.W.) }
OULIANOFF (N) & } 1951 Notice explicative de la carte au 1/25.000 Finhaut
REINHARD (M) } 525
Atlas Géol.Suisse 52 p. in 8°.
- COLLET (L.W.) & } 1928 le coin cristallin de Fontanabran (massif des Ai-
PARÉJAS (E) } guilles Rouges)
C.R.S.P.H.N.G. vol.45. n°2.
- COLLET (L.W.) & } 1926 Compléments sur la Géologie du Col d'Anterne et du
PERRET (R) } Cirque des Fonts
C.R.S.P.H.N.G. vol.43.
- COLLET (L.W.) }
PERRET (R) } 1928 Sur la présence du cristallin du Massif des Aiguil-
BILLINGS (M) & } les Rouges dans le Cirque du Fer à Cheval
DOGGET (R) } E.E.G.H. vol.21 n° 2.
- COLLET (L.W.) }
SCHROEDER (J.W.) } 1946 De l'âge oligocène des calcaires à Nummulites de
& PICTET (E) } Barmaz (Parautochtone, région de Champéry,
Valais, Suisse)
C.R.S.P.H.N.G. vol.63 n° 1. p.31-33.
- COLLET (L.W.) & } 1935 Profil géologique du Col de Bossetan (Alpes de
VAUGELAS (P) } Samoëns, Hte Savoie).
C.R.S.P.H.N.G. vol.52 n° 3.
- DOUXAMI (H) 1902 Révisions de la feuille Annecy-Massif de Platé
B.S.C.G.F. n° 85.
- DUCLOZ (C) 1944 Le flysch des Dents du Midi
Arch.Sc.phys.et Nat.Genève(5° période fasc 1&2).

- DUPARC (L) & }
RITTER (E) } 1895 Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch.
Arch.Sc.phys.et Nat.Genève t.XXIII 48p.
- FAVRE (A) 1867 Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mt Blanc
t.I et II; vol.de 464 p.et 437 p. Masson Paris.
- FAVRE (E) et }
SCHARDT (H) } 1887 Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi
Mat.carte géol.Suisse livr.22 Berne.
- FEUGEUR (L) 1951 Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Suisse
B.S.G.F.(6) I p.671-692.
- GAGNEBIN (E) 1925 Une lame de gneiss parautochtone à la base de la Dent du Midi (Ecaille du Jorat)
Bull.Soc.Vaud.Hist.Nat.vol.56. n° 216.
- 1932 Observations nouvelles sur la Dent du Midi
E.E.G.H. vol.25 p.252.
- GAGNEBIN (E) }
DE LOYS (F) }
REINHARD (M) } 1934 Notice de la feuille au 1/25.000 St Maurice 483.
LUGEON (M) & }
OULIANOFF (N) }
- GIGNOUX (M) 1948 Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité
T.L.G.G. t.XXVII 34 p.
- GIGNOUX (M) & }
MORET (L) } 1933 Sur le prolongement en Hte Savoie et Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises
C.R.A.S. t.196 p.1153.
- GOGUEL (J) 1951 Le passage de la Nappe de Morcles aux plis subalpins
B.S.G.F. (6) I p.439.
- 1954 La zone radicale de la Nappe de Morcles
B.S.C.G.F. t.52 p.207 -211.
- HAUG (E) 1892 Sur la continuation vers le Sud des plis de la Dent du Midi
C.R.S.G.F. t.XX p.184-188.
- 1894 Les zones tectoniques des Alpes de Suisse et de Savoie
C.R.A.S. 19 mars
- 1896 Etudes sur la tectonique des Htes chaînes calcaires de Savoie
B.S.C.G.F. t.VII. n° 48. 92 p.

- JACOB (C) 1905 Sur la tectonique du massif crétacé situé au Nord du Giffre + carte structurale au 1/50.000
B.S.C.G.F. n° 108 t.XVI.
- LILLIE (A) & }
SCHROEDER (W.J.) } 1937 Le Nummulitique du Vallon des Chambres
C.R.S.P.H.N.G. vol.54 p.124-127.
- LOMBARD (A) 1932 Géologie de la région du Fer à Cheval (Sixt, Hte Savoie)
+ carte au 1/25.000
E.E.G.H. vol.25 n° 2.
- 1936 Les formations quaternaires de la vallée du Giffre Bas
(Hte Savoie)
Revue de géogr.physique vol.IX p.209-220 Paris.
- LOMBARD (A) & }
COAZ (A) } 1932 La limite entre le Jurassique et le Crétacé du Col des
Aravis au Col de Sageroux (Hte Savoie)
C.R.S.P.H.N.G.vol.49 p.110-114.
- DE LOYS (F) 1918 Le décollement des terrains autochtones au Col d'Emmaney
et au Col du Jorat
E.E.G.H. vol.XV n° 2 p.303.
- 1928 Monographie géologique de la Dent du Midi.
Mat.carte Géol. Suisse 58° livr. X 80 p.
- LUGEON(M) 1912 a) Sur la tectonique de la Nappe de Morcles et ses conséquen-
ces
C.R.A.S. 30 sept.
- b) Tortue fossile de l'Oxfordien de Tenneverge
Bull.Soc.Vaud.Sc.Nat.vol. XL VIII.
- 1914 a) Sur l'ampleur de la Nappe de Morcles
C.R.A.S.t.159.
- b) Sur l'entraînement des terrains autochtones au-dessous
de la Nappe de Morcles
C.R.A.S. t.160 p.192.
- 1923 Sur l'âge des grès de Taveyannaz
E.E.G.H.vol.XVIII n° 2. p.220.
- 1930 Trois tempêtes orogéniques : la Dent de Morcles livre
jubilaire
S.G.F. t.II p.499.
- 1947 Hommage à A.BUXTORF et digression sur la Nappe de Mor-
cles
Verhandl.Naturf.Ges.Basel vol.LVIII.
- LUGEON (M) & }
ARGAND (E) } 1937 Notice explicative de la feuille Saxon - Morcles au
1/25.000 485.

- MAILLARD (G) 1890 Alpes de Sixt, de Samoëns et de la Vallée de l'Arve
B.S.C.G.F. n° 22. et n° 27.
- 1891 Salève, région molassique, Alpes de Sixt, de Samoëns,
vallée de l'Arve
B.S.C.G.F. n° 22.
- 1892 Note sur diverses régions de la feuille d'Annecy. Précé-
dée d'une note de Michel LEVY sur les derniers
travaux de MAILLARD G.
B.S.C.G.F. t.III n° 22 45 p.
- MICHEL-LEVY (A) 1892 Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des
Aiguilles Rouges
B.S.C.G.F. n° 27.
- 1893 Première édition de la feuille Annecy au 1/80.000
- MORET (L) 1920 Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000
B.S.C.G.F. t.XXV. n° 143 p. 1-11.
- 1924 a) Sur la découverte d'Orthophragmines dans les "grès de
Taveyannaz" du massif de Platé (Hte Savoie) et
sur ses conséquences
C.R.A.S. 21 janvier
- b) Sur l'existence d'un niveau lacustre à *Limnea longis-*
cata dans la série nummulitique du massif du Ht
Giffre (Hte Savoie) et sur sa signification
C.R.A.S. 25 février.
- c) Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000
B.S.C.G.F. t.XXVIII n° 155.
- 1925 Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000
B.S.C.G.F. t.XXIX n° 158.
- 1926 Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000
B.S.C.G.F. t.XXX n° 162.
- 1927 Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie
et des régions limitrophes 1/200.000
T.L.G.G. t.XV fasc. 1 40 p.
- 1930 Deuxième édition de la feuille Annecy au 1/80.000
- 1934 Géologie du massif des Bornes (Hte Savoie)
Mém. Soc.Géol.France t.X. n° 22. 162 p.
- 1936 Sur l'âge des complexes détritiques terminaux de la
série nummulitique subalpine
C.R.S.G.F. 20 janv. et 3 fév.
- 1945 Les éboulements de terrains en montagnes
Edit.Revue des "Alpes.

- PAREJAS (E) 1922 Géologie de la zone de Chamonix, comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges
C.R.S.P.H.N.G. vol.39 fasc.7. p.381.
- PERRET (R) 1911 Les crêtes du Fer à Cheval Paris "La Montagne".
1920 Topographie et physiographie du Fer à Cheval (Alpes calcaires du Faucigny) Barrère Paris.
- PERRET (R) & }
MORET (L) } 1929 Sur les limites du Bathonien dans les Alpes de Sixt
C.R.A.S. 21 janvier p.334.
- REMANE (J) 1962 Zur Calpionellen - Systematik N.Jb.Geol.Paläont.
Mh.Stuttgart
- RITTER (E) 1898 Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux de la Tour Saillièrre et de la Dent du Midi
B.S.C.G.F. n° 61.
- ROSSET (J) 1957 Chaîne des Aravis entre Cluses et Col des Aravis (Hte Savoie)
B.S.C.G.F. n° 247.
- DE SAUSSURE (H.B.) 1779 Voyages dans les Alpes
t.I 1 vol.de 541 p. in 4° 8 pl.Fauche (Neuchâtel).
- SCHARDT (H) 1894 Géologie des Dents du Midi et de la Tour Saillièrre.
Arch. des Sc.phys.et Nat. 3° période t.XXXI n°3.
- SCHROEDER (W.J.) }
& LILLIE (A) } 1935 Le Nummulitique de Chantemerle (Samoëns, Hte Savoie)
C.R.S.P.H.N.G. vol.52.n°3.
- SCHROEDER (W.J.) }
& PICTET (E) } 1946 De quelques foraminifères trouvés dans les grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers
C.R.S.P.H.N.G. vol.63 n°1. p.33-36.
- THIEULOY (J.P.) 1959 Etude micrographique des "calcaires à débris" Barrémo-Aptiens sur le pourtour méridional du Vercors
T.L.G.G. t.35.

TABLES DES MATIERES

AVANT PROPOS

I N T R O D U C T I O N

I - Délimitation du sujet	1
II - Caractères généraux	2
III - Cadre géologique	3

H I S T O R I Q U E

I - De H.B. de Saussure à L.W.Collet (1779-1904)	4
II - De L.W.Collet à A.Lombard (1904-1932)	4
III - Epoque récente (1932-1961)	7

S T R A T I G R A P H I E

Schistes cristallins	10
Trias	
A - Quartzites	11
B - Argiles rouges, noires et vertes	11
C - Cargneules et calcaires dolomitiques.....	11
Lias	
A - Considérations générales	12
B - Coupe de Combe Saille	
1 - Lias inférieur	13
2 - Lias moyen	14
3 - Lias supérieur	15
Bajocien	
A - Bajocien inférieur	16
B - Bajocien supérieur	16
C - Localisation du Bajocien	17

Bathonien - Callovien - Oxfordien	17
Argovien	18
Malm	19
Berriasien	21
Valanginien	
A - Valanginien schisteux	22
B - Valanginien calcaire	22
Hauterivien	
A - Hauterivien schisteux	23
B - Hauterivien calcaire	23
C - Répartition de l'Hauterivien	24
Barrémien inférieur	24
Urgonien	
A - Coupe de la route de Sixt à Samoëns	26
B - Coupe de l'arête Est des Avoudrues	26
C - Coupe de la montagne de Foillis	27
Aptien supérieur	28
Albien	28
Cénomaniens	28
Crétacé supérieur	29
Nummulitique	
A - Généralités	30
B - Lutétien marin	30
C - Couches lacustres du Lutétien supérieur et Lédien	
1 - Coupe des chalets de Bossetan	31
2 - Coupe de la Forêt des Suets	31
3 - Coupe de la route de Sixt à Samoëns	31
4 - "	31
D - Priabonien	
1 - Coupe de la Forêt des Suets	32
2 - Coupe de la route de Sixt à Samoëns	32
3 - Coupe des chalets de Bossetan	32
4 - Coupe du chemin Bémont-Chalets de Porte	33
5 - Conclusions	34

Quaternaire

A - Les terrasses	
1 - Terrasses de Maison Neuve-Sixt	34
2 - Terrasse de Nant Bride	35
3 - Terrasse du Haut-Giffre	35
B - Le Glaciaire	
C - Cônes de déjections torrentiels	35
D - Terrains glissés	35
E - Eboulis	
1 - Eboulis anciens	36
2 - Eboulis vifs	36

T E C T O N I Q U E

I - Secteur Ouest-Nord Ouest	
A - Anticlinal des Terres Maudites et de l'Avouille	38
B - Synclinal du Vallon de Bossetan	39
C - Anticlinal des Suets-Pointe de Tuet - Dent d'Odde	40
D - Montagnes d'Odde et du Foillis, Pointe Rousse des Chambres	40
II - Secteur Sud-Ouest	41
III - Avoudrues	42
IV - De Nant Bride à la Tour St Hubert	
A - Les plis de Sans Bet et ceux de la Vogealle	43
B - Les plis du Fond de la Combe	45
C - Le domaine crétacé	45
D - Conclusions	45
V - Chaîne Mont-Ruan - Tenneverge	46
VI - Rive gauche du Giffre	47

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S

I - Paléogéographie

A - Transgression triasique	49
B - Emerision liasique des Aiguilles Rouges et mer du Lias..	49
C - La sédimentation du Bajocien-Bathonien-Callovien-Oxfordien	50
D - La transgression du Jurassique supérieur.....	50
E - Les séquences du Crétacé inférieur	50
F - La sédimentation du Crétacé moyen et supérieur	51
G - Transgression nummulitique	51

II - Conclusions tectoniques

A - Faits d'observation	52
B - Hypothèses d'une tectogénèse	53
C - Essai d'une nouvelle interprétation tectonique; raccords avec les Dents du Midi et Tour Saillièrre	54
D - Orientation des recherches	
1 - Etude structurologique	55
2 - Bordure occidentale des Aiguilles Rouges	55
3 - Massif de Sixt et Dent de Morcles	55
Bibliographie	56
Table des planches du texte	64
Table des planches hors texte	65
Table des matières	66

TABLE DES PLANCHES DU TEXTE

--:--

	Page (1)
Planche 1 - Carte structurale schématique de la Savoie et des zones limitrophes	3
Planche 2 - Pas de Boret	16
Planche 3 - Dessus Nant-Bride	17
Planche 4 - Sentier Boret-Refuge de la Vogealle	18
Planche 5 - Sentier Boret-Vogealle par les Aiguilles	19
Planche 6 - Fond de la Combe	19
Planche 7 - Rochers de la Couarra	27
Planche 8 - Forêt des Suets	31
Planche 9 - Ecrroulement vu de la cote 1830 m	36
Planche 10 - Ecrroulement vu de l'arête	36
Planche 11 - Massif crétacé du Nord du Giffre (Jacob)	38
Planche 12 - Coupes NW-SE au 1/50.000 (Jacob)	38
Planche 13 - Anticlinal de l'Avouille et synclinal de Bossetan	39
Planche 14 - Chevauchement des Suets	40
Planche 15 - Chevauchement du Criou	41
Planche 16 - Raccord entre Criou-Avoudrues-Sans Bet	42
Planche 17 - Nouvelle interprétation tectonique du Massif de Sixt	55
Planche 18 - Massif de Sixt et Dent de Morcles	55

(1) le numéro renvoie à la page du texte qui suit immédiatement la planche.

TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE

--:--

Planche I	- Nant de Combe Saille (et des Pères)
Planche II	- Echarny - Sans Bet
Planche III	- Chalets de Salvadon
Planche IV	- Route de Sixt à Samoëns
Planche V	- Montagne du Foilllis
Planche VI	- Arête Est des Avoudrues
Planche VII	- Montagne du Foilllis
Planche VIII	- Chemin Bémont-Chalets de Porte
Planche IX	- Chalets de Bossetan
Planche X	-Schéma structural du Massif de Sixt (Secteur Nord)
Planche XI	- Coupes sériées (1 - 8)
Planche XII	- Coupes sériées (9 - 16)
Planche XIII	- Tectonogramme schématique du Massif de Sixt (Secteur Nord)

Carte géologique au 1/20.000 du Massif de Sixt (Secteur Nord).

N.B. - Ces planches et carte se trouvent à la fin de ce mémoire.

VU,

Grenoble, le juin 1963

Le Président de la thèse,

L. MORET

VU,

Grenoble, le juin 1963

Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

VU, et permis d'imprimer,

Le Recteur de l'Académie de Grenoble,

R. TREHIN